

THÈSE
pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université Paris-Est Marne-la-Vallée
Spécialité: Sciences de l'Information Géographique
et de
Docteur de l'Université Tunis El Manar
Spécialité: Géologie

Présentée et soutenue publiquement par

Mehdi Ben HASSEN

**ANALYSE DE LA DÉFORMATION RÉCENTE DANS L'ATLAS
MÉRIDIONAL DE LA TUNISIE PAR GÉOMORPHOMÉTRIE ET
INTERFÉROMÉTRIE RADAR (DINSAR)**

Le 07 Avril 2012, devant le jury composé de :

Fouad ZARGOUNI, Professeur, Faculté des Sciences de Tunis

Président de Jury

Benoît DEFFONTAINES, Professeur, Université Paris-Est Marne-la-Vallée

Directeur de thèse

Mohamed Moncef TURKI, Professeur, Faculté des Sciences de Tunis

Directeur de thèse

Chokri JALLOULI, Professeur, Faculté des Sciences de Tunis

Rapporteur

Mustapha MEGHRAOUI, Professeur, Institut de Physique du Globe de Strasbourg

Rapporteur

Jean-Paul RUDANT, Professeur, Université Paris-Est Marne-la-Vallée

Examineur

Ce travail est dédié à :
Mon père Mongi
Ma mère Majida
Mes deux frères Mohamed et Anis
Mes deux sœurs Manel et Fathia
A Ines
Et à :
Mes trois neveux Youssef, Ismail et Anas

« Ce n'est qu'en réunissant les données de toutes les sciences qui se rapportent à l'étude du globe que nous pourrons espérer obtenir la « vérité », c'est-à-dire l'image qui systématise de la meilleure façon la totalité des faits connus et qui peut, par conséquent, prétendre être la plus probable».

WEGENER Alfred (1929)

AVANT PROPOS

Aux termes de ce travail, je tiens à remercier tous ceux qui, de près ou de loin, ont participé à son élaboration.

Je commencerai par exprimer ma profonde gratitude envers mes directeurs de thèse les Professeurs **Mohamed Moncef TURKI** et **Benoît DEFFONTAINES** pour m'avoir proposé ce sujet de recherche et pour la qualité de leur direction, leur soutien moral et leur présence précieuse. Je ne les remercierai pas assez pour leurs efforts sans relâche pour assurer le bon déroulement de cette thèse et de m'avoir mis dans de très favorables conditions de travail en me prodiguant continuellement des conseils et me faisant part de leurs larges expériences.

Je tiens également à y associer Monsieur **Noamen REBAI** pour sa participation active à l'encadrement de cette thèse. Ils ont su me guider en me laissant une grande part d'autonomie et me motiver dans les moments les plus difficiles.

L'aboutissement de ce travail a vu également le jour grâce au jury, qui a bien voulu y apporter sa caution scientifique. De ce fait, je remercie le président du jury Monsieur **Fouad ZARGOUNI**. Je remercie vivement Monsieur **Chokri JALLOULI** et Monsieur **Mustapha MEGHRAOUI** pour l'intérêt qu'ils ont témoigné à ce travail en acceptant la responsabilité d'en être les rapporteurs et également Monsieur **Jean-Paul RUDANT** qui a accepté de participer au jury en tant qu'examineur.

Et pour leurs soutien morale et scientifique, j'adresse mes remerciements à : Mr. **Frej CHAABANI**, Mr. **Samir BOUAZIZ**, Mm. **Martine AUDIGUIER**, Mr. **Roger COJEAN**, Mr. **Abdallah BEN MAMMOU** et Mr. **Michel KASSER**.

Je remercie également, pour leurs aides scientifiques indispensables, Dr. **Bénédicte FRUNEAU**, Dr. **Ali BEDIDI** et Dr. **Nicolas CLASSEAU** (Université de Paris-Est Marne-La-Vallée) pour leurs assistances sur différents niveaux de la thèse, Dr. **Gérardo FORTUNATO** (Université de Calabria / Italie) pour son intervention dans la partie de l'Interférométrie radar, Prof. **Fatam Gul BATUK** (Yildiz Technical University, Department of Geodesy and Photogrammetry Engineering, Besiktas, Istanbul, TURKEY) pour sa coopération dans le chapitre de classification géomorphologique, Dr. **Said MAOUCHE** et Dr. **Assia HARBI** du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique (CRAAG), Alger, Algérie, pour leurs coopérations dans la partie sismo-tectonique, Mr. **Salem TRABELSI** et Mr. **Jean Mark HOUSSEY** de la compagnie CGG-Veritas-Tunisie pour leur contribution dans cette étude à travers l'achat des images radar ERS1/2. Et Je remercie aussi les habitants des villes de Gafsa et de Moulaires pour leur coopération pendant les sorties sur le terrain.

Je n'oublie pas non plus l'apport scientifique, spécialement dans le domaine de la sismo-tectonique, de toute l'équipe du laboratoire de Sismologie et Tectonique Active de l'Institut de Physique du Globe de Strasbourg (France), et en particulier Mr. **Mustapha MEGHRAOUI** et **Samir BELABBES**, et je les remercie aussi pour leur accueil.

Lors de ma thèse, j'ai eu la chance de pouvoir enseigner à l'ISTEUB, à l'ENIT et à la FST et pour cela je voudrais remercier mes collègues et mes amis: Sonia GANNOUNI, Zouhour YAHYAOUI, Aziza GHARAM, Olfa BEN MEDIEN, Yessin TURKI, Dorra BEN JANNET, Meher AZIZI, Helmi BEHRI, Naim HAMMEMI, Béchir YERMENI, Dorsaf AMRI et Mohamed MISSAOUI.

Ces années de thèse m'ont également permis de partager de très bons moments dans et en dehors de l'environnement universitaire. Un grand merci à Ines TAGOUG, Abdel Hak CHEQUI, Abdel Aziz SEBAI, Eric VACHÉ, Zeineb KASSOUK, Frederic KAVEH, Nizar OURTANI, Hamed Achour, Hejer MEJRI, Julien DUBRAIL, Sarra OUEGHI, Jamel ELAYARI, Nouha MIMOUNI, Hichem TRABELSI, Fadel SOUISI, Walid FANTAZI, Hedi Ben ROMDHAN, Kamel KHADRAOUI et surtout Tarek SLAMA pour leur amitié.

Je remercie également Mr. Jean Claude VACHÉ et sa famille, Frederic KAVEH et Mr. Benoît DEFFONTAINES pour leur hospitalité et leur accueil lors de mes multiples séjours en France.

Enfin, je remercie tout particulièrement, ma famille, ce que j'ai de plus chère dans la vie, et la famille TAGOUG (Mr. Mohamed Arbi, Mm Nejet, Arwa, Anis, Ousema), et la famille de mon oncle Abdel Hamid qui m'a toujours soutenu (Mm. Monia, Houcem, Firas, Maha).

SOMMAIRE

Avant propos.....	3
Sommaire	5
Introduction générale.....	9
PREMIERE PARTIE - CONTEXTE SISMO-TECTONIQUE	14
<i>Chapitre I - Introduction</i>	<i>15</i>
I - Notions de base en sismologie	15
II - Description et structuration des données sismiques	19
<i>Chapitre II - Contexte sismo-tectonique à l'échelle mondiale et méditerranéenne</i>	<i>24</i>
I - Contexte sismo-tectonique à l'échelle mondiale	24
II - Contexte sismo-tectonique à l'échelle méditerranéenne	25
II-1 - Répartition spatiale des épicentres.....	32
II-2 - Profondeurs des séismes.....	34
II-3 - Fréquence des événements sismiques dans le temps.....	37
<i>Chapitre III - Contexte sismo-tectonique de la Tunisie</i>	<i>39</i>
I - Inventaire des données sismo-tectoniques.....	41
I-1 - Sismicité historique.....	43
I-2 - Sismicité instrumentale	44
II - Mécanismes au foyer.....	45
III - Répartition spatiale des épicentres en Tunisie.....	49
IV - Profondeurs des séismes en Tunisie.....	50
V - Répartition des événements sismiques dans le temps en Tunisie	51
VI - Conclusions de la 1 ^{ère} partie.....	52
DEUXIEME PARTIE : CARACTERISTIQUES SISMO-TECTONIQUES, GEOMORPHOLOGIQUES, STRUCTURALES ET GEOLOGIQUES DE L'ATLAS MERIDIONAL DE LA TUNISIE.....	54
<i>Chapitre I - Etude sismo-tectonique de l'Atlas méridional de la Tunisie</i>	<i>56</i>
<i>Chapitre II - Aperçu géologique sur l'Atlas méridional de la Tunisie.....</i>	<i>62</i>
I - Contribution de la Géomatique à l'harmonisation de la couverture géologique à l'échelle du 1/100 000 ^{ème} de l'Atlas Méridional de la Tunisie.....	64
I-1 - La typologie du réseau hydrographique	65
I-2 - La morphologie des paysages et en particulier la pente du terrain.....	68
I-3 - Potentiels des données de télédétection pour la cartographie géologique	68
I-3-a - L'imagerie satellitaire LANDSAT comme un support de cartographie géologique.....	69
I-3-b - Analyse et résultats	74
I-4 - Discussion:	81
I-5 - Conclusions :.....	81
II - Description géologique de la zone d'étude.....	82
II-1 - Le Trias	84
II-2 - Le Jurassique.....	85

II-3 - Le Crétacé.....	85
II-3-a - Le Crétacé inférieur :.....	86
II-3-b - Le Crétacé supérieur :.....	87
II-4 - Le Paléogène :.....	88
II-4-a - Le Paléocène :.....	88
II-4-b - L'Eocène	88
II-4-c - L'Oligocène	89
II-5 - Le Néogène (Miocène et Pliocène).....	90
II-6 - Le Quaternaire.....	91
Chapitre III - Analyse géomorphologique.....	93
I - Description morphologique du terrain.....	93
I-1 - Les plaines et les dépressions.....	93
I-2 - Les chaînes.....	97
II - Analyse géomorphologique quantitative du terrain.....	99
II-1 - Données numériques de terrain.....	99
II-1-a - Notions de base.....	99
II-1-b - Inventaires des données topographiques exploitées dans cette étude.....	102
II-1-b-1- ETOPO 5, 2 et 1	104
II-1-b-2- MNE GTOPO 30	104
II-1-b-3- MNE SRTM	105
II-1-b-4- MNE ASTER GDEM	107
II-1-b-5- MNT calculé à partir des cartes topographiques.....	108
II-1-b-6- Calcul du MNE à partir de l'interférométrie radar	110
II-2 - Contrôle de la qualité des données topographiques.....	111
II-2-a - Concepts et notions:	111
II-2-b - Evaluation de la qualité des données topographiques de la zone d'étude.....	114
II-2-b-1- Evaluation interne	115
II-2-b-2- Evaluation externe.....	118
II-2-b-3- Conclusion : Choix du MNT	122
II-3 - Indices géomorphométriques.....	122
II-3-a - L'altitude.....	124
II-3-b - Carte de pente.....	125
II-3-c - Analyses hypsométriques	131
II-3-d - Carte d'exposition	141
II-3-e - Estompage et carte de relief	142
II-3-f - Rugosité du relief.....	146
II-3-g - Les courbures du relief	151
II-3-h - Surface enveloppe des sommets et enveloppe de base et leurs produits dérivés.....	157
III - Analyse morphologique à partir du réseau hydrographique :.....	163
III-1 - Généralités : Types et classifications du réseau hydrographique	164
III-2 - Génération du réseau hydrographique de la zone d'étude.....	166
III-2-a - Principe de l'extraction automatique de réseau hydrographique	166
III-2-b - Choix de la méthode :.....	167
III-3 - Analyse des unités hydrographiques de la zone d'étude	169
III-3-a - La densité de drainage.....	170
III-3-b - Anomalie de drainage	174
IV - Conclusion :	184
Chapitre IV - Interprétation structurale des indices morphométriques et identification des déformations récentes	186
I - Ensembles structuraux de la Tunisie	186
II - Evolution structurale de l'Atlas méridional de la Tunisie.....	189
III - Morpho-structurale et indices de déformation récente	196
III-1 - Indices de déformation récente de J. Orbata :.....	196
III-2 - J. Ben Younes et J. Bou Ramli :.....	199

IV - Conclusion :	200
TROISIEME PARTIE : INTERFEROMETRIE RADAR.....	203
<i>Chapitre I - Notions et principes de l'Interférométrie Radar</i>	<i>205</i>
I - L'image radar	205
I-1 - Bases physiques.....	208
I-2 - Notions de base de l'image radar	210
I-2-a - Principe d'acquisition de l'image radar	210
I-2-b - Géométrie ROS.....	215
I-2-c - Résolution spatiale et taille du pixel de l'image radar avant et après le traitement ROS.....	217
I-2-d - Les imperfections des images Radar.....	221
I-2-d-1- Imperfections dues à la prise de vue radar	221
I-2-d-2- Les artefacts radiométriques	222
I-3 - Domaines d'intervention des images radar	223
II - L'interférométrie radar	224
II-1 - Interférométrie radar classique (InSAR).....	225
II-2 - Interférométrie radar différentielle (DinSAR).....	226
III - Champs d'application de l'interférométrie différentielle (DinSAR).....	227
<i>Chapitre II - Application sur l'Atlas méridional de la Tunisie.....</i>	<i>231</i>
I - Sélection des images radar	231
I-1 - Effet Doppler	233
I-2 - Direction de l'orbite : Ascendant ou Descendant	235
I-3 - Ligne de base (Baseline) :	236
I-4 - Schéma récapitulatif et résultat : application sur l'Atlas Méridional de la Tunisie	237
I-5 - Résultat de la sélection des images radar	238
II - Analyse interférométrique de l'Atlas méridional de la Tunisie.....	239
II-1 - Traitements des couples interférométriques.....	240
II-1-a - Prétraitements.....	241
II-1-a-1- Prétraitements appliqués au MNT	241
II-1-a-2- Prétraitements appliqués aux images radar.....	242
i. Extraction des données.....	243
ii. Rectification des orbites des images radar SLC	243
II-1-b - Traitement : Calcul de l'interférogramme différentiel	244
II-1-b-1- Le recalage (Co-registration):.....	244
II-1-b-2- Construction de l'image radar multivision (multi-looking) SLC	245
II-1-b-3- Création de l'interférogramme :	246
II-1-b-4- Création et analyse de l'image de cohérence	247
II-1-c - Post-traitement.....	251
II-1-c-1- Filtrage et déroulement de phase	251
II-1-c-2- Géocodage (Figure 189) et production de la carte des déplacements:.....	253
II-2 - Produits et analyse des résultats de l'interférométrie.....	254
II-2-a - Produits des traitements interférométriques:	254
II-2-b - Analyse des déplacements observés sur les interférogrammes	257
II-3 - Visualisation sur le terrain et interprétation des affaissements.....	260
II-3-a - Moteur d'affaissement : exploitation des phosphates:	260
II-3-b - Interprétation des affaissements :	263
II-4 - Conclusion de la 3 ^{ème} partie	266
QUATRIEME PARTIE: APPORTS DE L'INTERFEROMETRIE RADAR ET ANALYSE MULTICRITERE POUR L'IMPLANTATION D'UN RESEAU LOCAL DE GPS.....	270

I - Principe de GPS et ses applications.....	271
I-1 - Principe de GPS.....	271
I-1-a - Description du système.....	271
I-1-b - Sigaux GPS	272
I-1-c - Erreurs.....	274
I-1-d - Techniques de positionnement GPS.....	275
I-1-e - Autres services de positionnement par satellite	276
I-2 - Système de référence :	276
I-3 - Méthodes de quantification de la déformation par GPS:	279
I-3-a - Vecteurs de déplacement :	279
I-3-b - Tenseurs de déformations :	280
I-4 - Le GPS à travers le monde :	280
II - Application de la zone d'étude : planification et préparation du projet GPS	286
II-1 - Le choix des sites d'implantation d'un réseau géodésique GPS	286
II-1-a - Installation des deux stations IGS :	287
II-1-b - Installation du réseau d'ordre "1" de stations GPS permanentes:.....	288
II-2 - Choix de l'équipement	290
III - Conclusion de la 4 ^{ème} partie	290
Conclusion générale	291
Liste des figures	295
Liste des tableaux	304
Bibliographie.....	305
Annexes	332
ANNEXE 1 : Les conventions de représentation des mécanismes focaux.....	333
ANNEXE 2 : Logiciels utilisés	334
ANNEXE 3 : Les formations géologiques de la Tunisie.....	335
ANNEXE 4 : Fiches techniques des radars utilisés.....	336
ANNEXE 5 : Technique de l'exploitation de profil sismique.....	337
ANNEXE 6 : Courbes et Intégrales Hypsométriques des chaînes de Metlaoui et de Moulares	338
ANNEXE 7 : Chaîne de traitement de Diapason.....	340
ANNEXE 8 : Carte géologique de la Tunisie à l'échelle 1/500.000 ^{ème} (d'après l'ONM, 1988) ...	341
ANNEXE 9 : Articles scientifiques.....	342

INTRODUCTION GENERALE

1. Contexte de la recherche

Ce travail s'inscrit dans le cadre d'une thèse en cotutelle entre l'Université *Tunis El Manar* (Tunisie) et l'Université *Paris-Est Marne-la-Vallée* (France). L'ensemble des travaux de recherche, exposés dans ce manuscrit, s'est déroulé simultanément au sein de l'U.R Dynamique des Bassins Sédimentaires, Paléoenvironnements et Structures Géologiques (Département de Géologie, Faculté des Sciences de Tunis) et au laboratoire de Géomatique, Télédétection et Modélisation des Connaissances (Université Paris-Est Marne-la-Vallée).

La thématique traitée dans cette thèse se positionne entre deux domaines de recherche assez différents et complémentaires : d'une part, les sciences de la terre, et d'autre part, l'utilisation d'un outil de télédétection original : le radar et la méthode interférométrique, qui permet de mesurer des faibles déplacements de la surface terrestre.

L'objectif de cette thèse est de localiser, de caractériser et, si possible, de quantifier les déformations du sol engendrées par des mécanismes naturels ou anthropiques dans l'Atlas méridional de la Tunisie, choisi surtout pour son potentiel sismique relativement fort et la présence d'enjeux qui peut être importants (pour les villes de Gafsa, Metlaoui, etc.)

En guise d'application, les analyses interférométriques, sismo-tectoniques, géomorphométriques et les apports de la géologie structurale du centre de la Tunisie sont utilisées pour établir et optimiser un réseau de borne GPS pour la surveillance sismique et géodynamique.

2. Démarche et problématique

Au cours de ce travail, et à travers les outils offerts par les Systèmes d'Information Géographiques (SIG), nous essaierons de présenter les différents résultats issus des traitements de plusieurs couches d'informations (sismo-tectonique, géologique et morphostructurale), afin d'améliorer la compréhension des mécanismes des déformations et de mieux comprendre le comportement géodynamique du secteur étudié « *Atlas méridional de la Tunisie* » en terme de vitesse de déplacement et/ou de tenseurs géodésiques.

Avec les nouvelles méthodes satellitaires, le GPS et l'interférométrie radar, nous avons la possibilité de réaliser des mesures directes des déplacements et donc d'en déduire les faibles déformations de la croûte terrestre et par conséquent d'analyser le comportement du terrain vis-à-vis de la déformation inter-sismique ou des événements co-sismiques..

3. Plan de thèse

Ce mémoire de thèse s'articule en quatre parties, elles mêmes subdivisées en plusieurs chapitres :

La première partie de cette thèse intitulée «*Contexte sismo-tectonique*» est introductive. Elle présente un aperçu sismologique à l'échelle du globe puis se focalise sur la mer Méditerranée et à l'échelle de la Tunisie. Cette partie aboutira à faire le choix raisonnable de la zone d'étude.

La deuxième partie est intitulée «*Caractéristiques sismo-tectoniques, géomorphologiques, structurales et géologiques de l'Atlas méridional de la Tunisie*». Elle propose une analyse multicritère de la zone d'étude :

Le « *Chapitre I* » traite l'aspect sismo-tectonique en se basant essentiellement sur l'interprétation des mécanismes au foyer. Nous nous intéressons, ainsi, à l'étude de la sismicité de l'Atlas méridional de la Tunisie. Cette sismicité, modérée ($M_w \leq 5$) mais fréquente, est due essentiellement au positionnement de la Tunisie dans la marge des champs de contraintes dues aux mouvements de convergences des plaques Afrique et Eurasie (raccourcissement NW-SE).

Au « *Chapitre II* », nous présentons la zone d'étude du point de vue géologique. Certaines catégories de données géologique exposées dans ce chapitre (eg., lithologie, structuration des couches) peuvent être exploitées pour la compréhension du cadre structurale et morphologique.

Le « *Chapitre III* » exploite, après la présentation des unités morphologiques caractéristiques de la zone, des différents paramètres géo-morphométriques afin de quantifier l'aspect morphologique de la zone. Dans cette partie, et lors de l'étude de dynamique du paysage, le contexte tectonique, lithologie, sismique, hydraulique, etc. vont être fréquemment sollicités.

A travers l'analyse structurale « *Chapitre IV* », nous avons essayé de décortiquer la structure de la zone d'étude en se basant sur les travaux ultérieurs et aussi sur nos analyses qui portaient sur la morphologie de surface. Cela conduira au dressement des grands axes structuraux qui ont contrôlé la déformation au cours du temps géologique.

Enfin, l'analyse des résultats offerts par les différentes méthodes et leurs combinaisons fait l'objet du « *Chapitre V* ». Cette analyse abouti à déterminer les zones qui ont subi, préalablement des déformations sous l'influence du contexte géodynamique.

La troisième partie, intitulée « *Interférométrie radar* », aborde les données radar acquises en bande C ($\lambda = 5.6cm$) par les capteurs aéroportés ERS 1 et 2. Dans un premier temps, nous rappelons les principes théoriques sur lesquels se sont fondés l'imagerie radar et l'interférométrie radar (DINSAR) en insistant sur les intérêts et les applications de cette méthode pour l'étude des faibles déformations verticales. Puis, la technique de l'interférométrie radar est appliquée sur la zone d'étude afin de localiser, de caractériser et, si possible, de quantifier les déformations du sol. Par la suite, des sorties sur le terrain se focaliseront sur les sites des déformations observées, permettant ainsi une meilleure interprétation.

En guise de synthèse, la dernière partie exploite ce qui a été précédemment démontré dans la deuxième et la troisième partie pour l'implantation d'un réseau local de GPS. Ce type d'application permettra, non seulement de valider les résultats déjà observés, mais aussi de fournir un outil pour une surveillance continue des secteurs qui présentent un potentiel de déformation. Ceci peut contribuer d'une manière significative à la compréhension du contexte géodynamique locale ou régional.

Enfin, la « *Conclusion générale* » permet une synthèse des apports et des principaux résultats de cette thèse ainsi que de nombreuses perspectives.

L'organigramme du plan de travail est illustré ci-dessous (*Figure 1*).

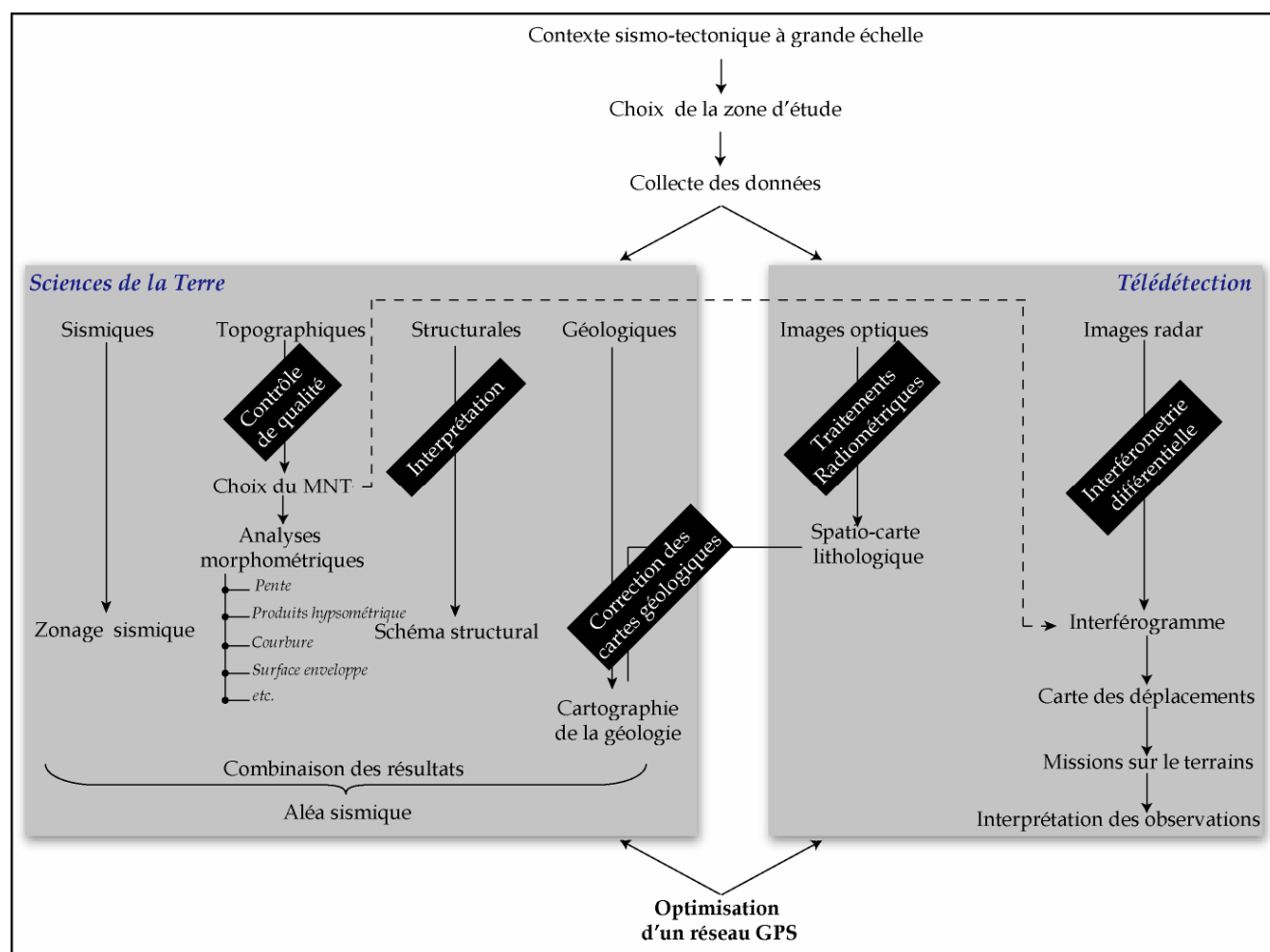
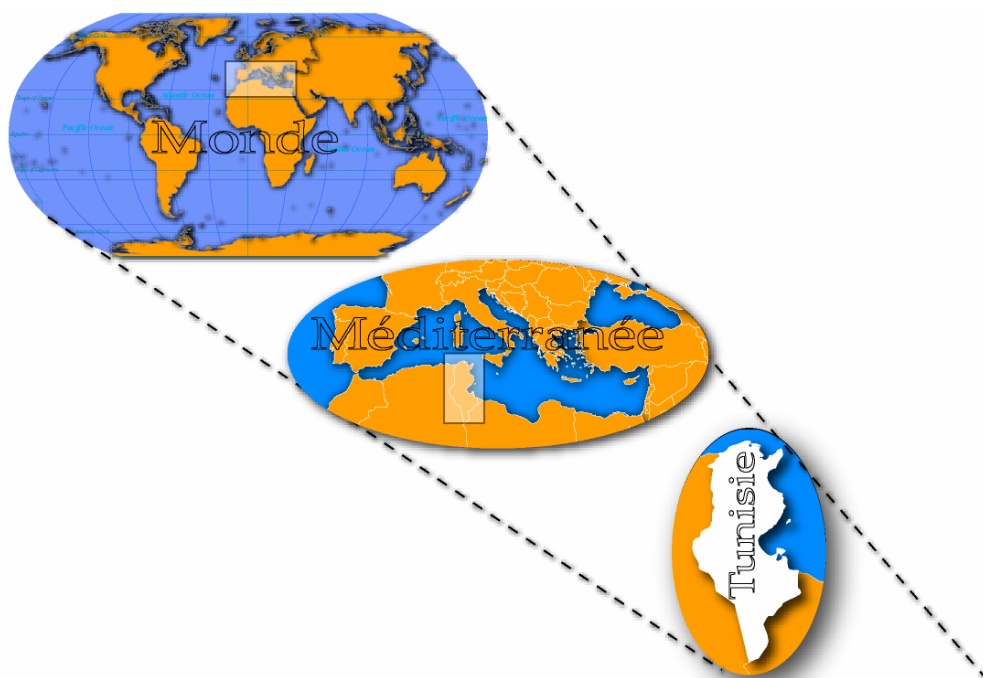


Figure 1: Logigramme illustrant les grands axes de cette étude.

Contexte sismo-tectonique



PREMIERE PARTIE - Contexte sismo-tectonique

<i>Chapitre I - Introduction</i>	<i>15</i>
<i>Chapitre II - Contexte sismo-tectonique à l'échelle mondiale et méditerranéenne</i>	<i>24</i>
<i>Chapitre III - Contexte sismo-tectonique de la Tunisie</i>	<i>39</i>

Chapitre I - Introduction

La sismo-tectonique est la discipline qui s'intéresse à l'étude des structures et des déplacements tectoniques en se basant sur les informations apportées par les séismes, ainsi il s'agit d'analyser les rapports entre la sismologie et la tectonique.

I - Notions de base en sismologie

La sismologie, science qui étudie les tremblements de Terre naturels (engendrés suite à un événement tectonique, volcanique, effondrement, etc.) ou artificiels (induits par l'activité humaine ([Hasegawa et al., 1989](#))), est d'une manière générale l'étude de la propagation des ondes sismiques à travers la Terre. On distingue deux grands types d'ondes émises par un séisme:

- ◆ Les ondes de volume, qui se propagent à l'intérieur de la Terre et qui comprennent les ondes P (Premières) et les ondes S (Secondes) ;
- ◆ Les ondes de surface, qui ne se propagent qu'en surface et qui comprennent principalement les ondes de Love et de Rayleigh.

Le modèle de propagation des ondes a servi pour améliorer la compréhension de la constitution de la Terre, ce qui est aussi de grande utilité pour plusieurs domaines : prospection pétrolière ; détection des anomalies terrestres qui peuvent être liées, par exemple, à des variations locales de température ou de structures ; etc.

Le déroulement d'un séisme localisé sur une faille peut s'organiser dans le temps sous forme des cycles de déformation, décrivant ainsi la notion du cycle sismique. Ce dernier repose sur la théorie de rebond élastique ("Reid's elastic rebound theory") élaborée en 1910 par [Reid H.F.](#) : lorsque les matériaux rigides de la lithosphère sont soumis à des contraintes, causées le plus souvent par le mouvement des plaques tectoniques, ils accumulent l'énergie durant un cycle de déformation élastique. Lorsqu'en certains endroits, la limite d'élasticité est atteinte, il se produit une ou des ruptures qui se traduisent par des failles. La libération brusque de l'énergie, accumulée durant la déformation élastique, le long de ces failles, provoque des séismes. Si les contraintes perdurent dans cette même région, l'énergie s'accumulera de nouveau et la rupture

se produira, plutôt, suivant les plans de faiblesse c'est-à-dire les failles déjà existantes (Scholz, 2002 ; Tahayt, 2008).

Ainsi, et d'après Reid (1910), le cycle sismique peut être subdivisé à quatre phases : pré-sismique, co-sismique, post-sismique et inter-sismique (Figure 2). Pendant la phase **inter-sismique**, qui peut s'étendre sur des milliers d'années, les contraintes accroissent progressivement selon la vitesse de déplacement des compartiments de part et d'autre d'une faille où les forces de frottement maintiennent le blocage (chargement tectonique). Pendant la phase **co-sismique**, de quelques secondes, l'énergie accumulée est libérée par la rupture sur la faille provoquant, ainsi, un glissement co-sismique. La phase **post-sismique** se déroule juste après le séisme : durant les mois et les années suivant au séisme, un réajustement en profondeur de la croûte terrestre s'opère lentement avec la relaxation de forces libérées par le choc principal. Dans un premier temps, cette phase est caractérisée par les répliques sismiques localisées au voisinage de la zone de la rupture principale ; ensuite par des glissements aiséismique transitoires qui continuent jusqu'à la stabilisation du mouvement (blocage ou fluage) qui marque la phase inter-sismique (entre deux séismes).

La phase **pré-sismique**, qui n'est pas souvent observée, est marquée par l'apparition des précurseurs sous forme des anomalies de déformation et des anomalies dans la propagation des ondes sismiques.

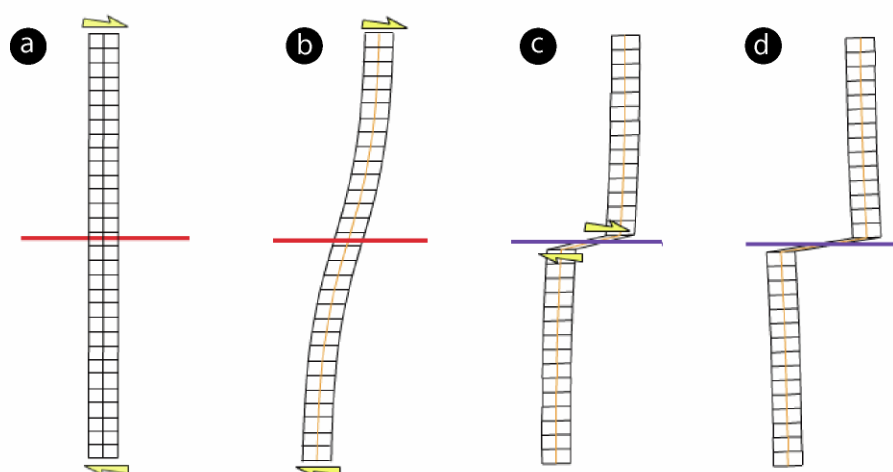



Figure 2: Modèle simplifié de la déformation du sol autour d'une faille au cours du cycle sismique : la théorie de rebond élastique d'après Reid (1910) : a- phase inter-sismique des deux compartiments de part et d'autre de la faille, b- Phase pré-sismique, c- Phase co-sismique, d- phase post-sismique (d'après Zoback, 2006).

La sismologie comprend les disciplines de la paléosismologie, de l'archéosismologie, de la sismicité historique et de la sismicité instrumentale (Tableau 1).

Tableau 1: Les disciplines de la sismologie.

<i>Paléosismicité</i>	<i>Archéosismicité</i>	<i>Sismicité historique</i>	<i>Sismicité instrumentale</i> 
Discipline qui consiste à reconstituer l'histoire sismologique d'une région sur une période qui peut s'étaler sur des dizaines de milliers d'années. Elle se base essentiellement sur les d'observations et les marques laissées dans la nature (principalement sur les failles) par les séismes anciens.	Discipline qui vise à reconstituer le cycle sismique d'une région à partir d'observations sur des failles situées sur des sites archéologiques. L'utilisation de cette discipline n'est possible que pour les lieux anciennement peuplés.	La source essentielle de cette discipline est les archives disponibles sur une région. Cette base signale généralement les importants séismes et leurs degrés de dégât produits à la surface de la terre. Ces données, ainsi que les témoignages recueillis, vont servir à évaluer, l'intensité des séismes anciens.	Elle se base sur les mesures instrumentales effectuées par des stations sismiques pour étudier la sismicité actuelle. Chaque station est équipée de plusieurs sismographes dont l'analyse de leurs tracés, ou sismogrammes, permet le suivi de propagation des ondes sismiques, engendrées généralement par un séisme.

L'étude de la sismicité instrumentale se base sur la détermination des caractéristiques de l'onde pour spécifier le séisme. Alors que la paléosismicité, l'archéosismicité et la sismicité historique se basent sur l'étude des traces laissées par le séisme sur le terrain: leurs empreintes sur la géologie, la morphologie, les constructions anthropiques, etc.

Par la suite, l'ampleur d'un séisme peut être estimée : ① soit par **l'intensité** des secousses ressenties, évaluée en fonction de la taille des dégâts, humains ou matériels, causés à la surface de la terre (eg., l'échelle de Mercalli créée en 1902 avec une graduation d'intensité allant de I à XII) ; ② soit par des valeurs physiques mesurées : **la magnitude**.

Rappelons qu'il existe plusieurs types de magnitudes sismiques: magnitude local ou Richter (M_l) qui est basée sur la mesure de l'amplitude maximale des ondes sismiques sur un sismogramme (Richter, 1935) ; magnitude des ondes de surface (M_s) qui est fondée sur la mesure de l'amplitude maximale des ondes de surface (Gutenberg & Richter, 1936 ; Gutenberg, 1945) ; magnitude des ondes de volume (body waves) (M_b) qui est basée sur la mesure du premier train d'ondes de volume P ; etc. Mais la plus utilisée par les sismologues reste la magnitude de moment (M_w) (ég. 2) (Kanamori & Anderson, 1975 ; Hanks & Kanamori, 1979) qui est déduite à partir du moment sismique M_0 (ég. 1). Ce dernier est utilisé pour quantifier l'énergie libérée lors d'un événement sismique (Vvedenskaya, 1956 ; Aki, 1966).

$$M_0 = \mu \cdot S \cdot D$$

éq. 1

Avec μ qui est la rigidité du milieu, S est la surface rompue durant le séisme et D est le déplacement moyen ayant eu lieu sur la faille. L'unité de mesure est le newton.mètre (N.m).

$$M_w = 2/3 \log_{10} (M_0) - 6.03$$

éq. 2

(D'après Kanamori & Anderson, 1975 ; Hanks & Kanamori, 1979)

L'information précieuse apportée par l'onde sismique peut être mieux valorisée par la représentation des mécanismes au foyer (*Figure 3*). Ces derniers peuvent être définis par le type de faille engendrant le séisme, ainsi que par l'orientation de cette faille et la direction de mouvement relatif des blocs sur cette faille. On peut ainsi définir la nature convergente, divergente ou décrochante de ces compartiments en mouvement, à l'origine des séismes.

Il existe trois sortes de failles (normale, inverse et décrochante) correspondant à trois types de mécanismes au foyer (*Figure 4*). On représente le type de mécanisme au foyer par une sphère centrée autour du foyer du séisme. Cette sphère est découpée en quatre cadrans en lien avec le sens du mouvement des ondes P.

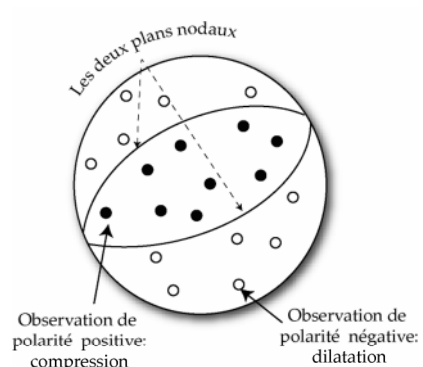


Figure 3: Exemple de détermination de mécanisme au foyer d'un séisme. On situe les différentes polarités et puis on trace les plans nodaux.

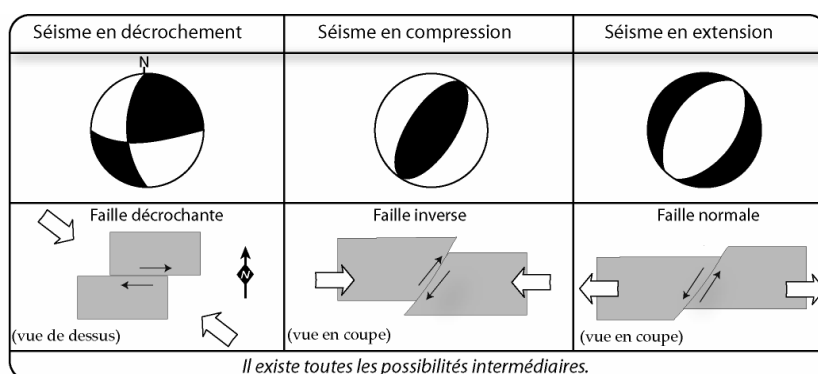


Figure 4: Types des failles et leurs mécanismes au foyer relatifs (les cadrans en compression sont en noir, ceux en extension en blanc).

Le mécanisme au foyer décrit la géométrie d'un déplacement homogène sur un plan de faille. Il est déterminé par l'enregistrement d'un séisme à partir des différentes stations sismiques mondiales de la première onde arrivée (positive ou négative : en extension ou en compression) et de la provenance de cette onde. La représentation stéréographique des enregistrements (appelée aussi observation de polarité) des différentes stations permettent de tracer deux plans perpendiculaires "les plans nodaux" qui partagent l'espace en quatre volumes (deux en compression, deux en extension). La position relative de ces quarts d'espace permet de déterminer la nature de la faille ayant provoqué le séisme. L'un des plans nodaux (*Figure 3*)

correspond au plan de faille sur le terrain, alors que l'autre n'est qu'un plan théorique ou "fantôme" qui pourra être levé par le géologue en se basant sur sa connaissance de l'indétermination géométrique et structurale du lieu.

II - Description et structuration des données sismiques

On appelle sismologie instrumentale la sismologie qui s'appuie sur des enregistrements actuels. La sismologie instrumentale permet deux types d'étude :

- + L'étude de la structure interne de la Terre ;
- + L'étude des séismes (localisation, mécanismes au foyer, modèles de rupture).

Elle s'appuie sur des réseaux permanents (de deux catégories régionaux ou globaux) et sur des réseaux temporaires installés.

◆ Les réseaux globaux :

Ils découlent d'une coopération internationale et couvrent l'ensemble de la terre. Leurs enregistrements sont utilisés dans les études des séismes à distance (localisation, première caractérisation du mécanisme au foyer) et les études de la structure de la Terre profonde. Les données de ces réseaux sont largement disponibles.

Les plus connus parmi ces réseaux sont :

- + WWSSN (World Wide Standard Seismic Network): le premier réseau global développé en 1960 par des chercheurs américains pour des objectifs purement militaires : détecter et localiser les explosions nucléaires souterraines soviétiques. Mais ce réseau a dévié totalement et rapidement pour être au service de la science et à la sismologie en particulier ;
- + FDSN : (Federation of Digital Broad Band Seismographic Network) qui inclut les réseaux développés par différents pays ;
- + GéoScope : Réseau Global français.

◆ Les réseaux régionaux :

Il existe souvent des réseaux nationaux développés pour la surveillance sismique d'un territoire national (exemple : le réseau français RENASS). Leur répartition et leur fréquence sont souvent liées au risque sismique de la région considérée. Les données des réseaux régionaux sont souvent moins facilement accessibles.

◆ Réseaux temporaires :

Certaines études spécifiques, limitées dans le temps et dans l'espace, nécessitent l'installation d'autres réseaux qui viennent compléter, temporairement, les réseaux régionaux.

Les données de ces réseaux temporaires sont réservées, dans un premier temps, aux scientifiques ayant fait l'effort de les acquérir.


A partir des données envoyées par les différents observatoires mondiaux, des centres internationaux, nationaux ou régionaux s'en chargent de déterminer les coordonnées spatiales et temporelles et les magnitudes des séismes. Ces centres, dont on cite le ISC (International Seismological Centre), le NEIS de USGS et le CSEM, publient périodiquement leurs résultats dans des bulletins ou des catalogues.

Plusieurs sites Web permettent d'accéder aux données des réseaux sismiques nationaux ou internationaux, dont on cite quelques uns dans le tableau ci-dessous (*Tableau 2*).

Tableau 2: Quelques réseaux sismiques nationaux ou internationaux.

◆ GEOSCOPE : Réseau global français de stations sismologiques large bande.
◆ RENASS : est la fédération des réseaux régionaux de surveillance sismique en France.
◆ Sismalp : Le réseau de surveillance des séismes dans les Alpes.
◆ Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS): Institution interuniversitaire s'intéressant à l'étude de la structure profonde de la Terre à partir des séismes.
◆ Section de séismologie de l'Observatoire Royal de Belgique (ORB).

Les sources de données utilisées dans ce présent travail sont variées: catalogue de l' **I.N.M.** (Institut National de la Météorologie de la Tunisie) ; catalogue du **CSEM** (Centre Sismologique Euro-Méditerranéen) qui diffuse l'information en temps réel sur les séismes de la région Euro-Méditerranéenne et du Monde ; catalogue PDE (Preliminary Determinations of Epicenters) du **NEIC** (National Earthquake Information Center) de l'USGS (le Réseau du Service Géologique Américain) dont sa mission est de déterminer le plus rapidement possible l'emplacement et la magnitude des séismes, les informations publiées datent de l'année 1973 ; catalogue du **CSI** (Centre Séismologique International) qui compile et maintient les données sismiques après traitement et analyse.


La plus grande quantité de données provient du CSI  <http://www.isc.ac.uk/>, puis elle est organisée, suivant un ordre qui obéit à la convention "Harvard CMT, avec zéro trace", dans les champs suivant : [**Long, Lat** (Longitude et Latitude de l'événement sismique) ; **depth** (profondeur de l'hypocentre en Km) ; **mrr, mtt, mpp, mrt, mrp, mtp** (Ces paramètres correspondent aux six éléments du tenseur de moment sismique (Mij) dans l'espace (*Figure 5*)) ;

iexp (facteur d'échelle pour la représentation de la sphère focale) ; **x, y** (emplacement de la sphère focale sur la carte suivant l'axe des abscisses et l'axe des ordonnées, les valeurs " 0.0 " sont attribuées si l'emplacement sera le même que celui dans les champs "Long et Lat") ; **Date** (date de l'événement sismique)]. Ces champs (*Tableau 6*) serviront par la suite à calculer les mécanismes au foyer des séismes.

Rappelons que trois manières permettent la représentation des mécanismes focaux : la convention "*Aki and Richards*", la convention "*Harvard CMT*" et la convention "*Harvard CMT, avec zéro trace*" (*ANNEXE 1*). Ces représentations sont automatisées sous le logiciel Generic Mapping Tools "*GMT*" (*ANNEXE 1* *ANNEXE 2*) à travers la fonction *psmecca*.

$$M_{ij} = \begin{pmatrix} M_{xx} & M_{xy} & M_{xz} \\ M_{yx} & M_{yy} & M_{yz} \\ M_{zx} & M_{zy} & M_{zz} \end{pmatrix} = \left[\begin{array}{ccc} \begin{array}{c} \text{Diagram 1} \\ \text{Diagram 2} \\ \text{Diagram 3} \end{array} & \begin{array}{c} \text{Diagram 4} \\ \text{Diagram 5} \\ \text{Diagram 6} \end{array} & \begin{array}{c} \text{Diagram 7} \\ \text{Diagram 8} \\ \text{Diagram 9} \end{array} \end{array} \right]$$

Figure 5: Les six éléments du tenseur de moment sismique (d'après [Finck, 2001](#)).

 En se basant sur l'équation (ég. 2), la magnitude (M_w) peut être calculée à partir du moment sismique (M_0) ([Kanamori & Anderson, 1975](#) ; [Hanks & Kanamori, 1979](#)).

Pour un seul événement sismique, le mécanisme au foyer associé peut être calculé par différents centres sismologiques (par exemple ZUR_RMT : Zurich Moment Tensors, HRVD : Harvard University, MED_RCMT : MedNet Regional Centroid Moment Tensor solutions, etc.)

Dans ce présent travail, la représentation du mécanisme au foyer est choisie en fonction de deux paramètres : ① le nombre de stations utilisées pour calculer ce mécanisme (*Figure 6*), ② la répartition spatiale et la proximité de ces stations par rapport à l'épicentre. En effet, le mécanisme est d'autant mieux déterminé que le nombre d'enregistrements est grand et les stations sont uniformément distribuées dans l'espace ([Adams, 1981](#)).

Ainsi, le degré de la précision du mécanisme et des propriétés de de l'événement sismique (situation, profondeur, etc.) dépendent de ces deux paramètres et, aussi, des algorithmes utilisés

pour les calculer et qui ne cessent pas d'évoluer pour garantir une meilleure précision (eg., Oth et al., 2010 ; ISC, 2011 ; Bonde & Storchak, 2011).

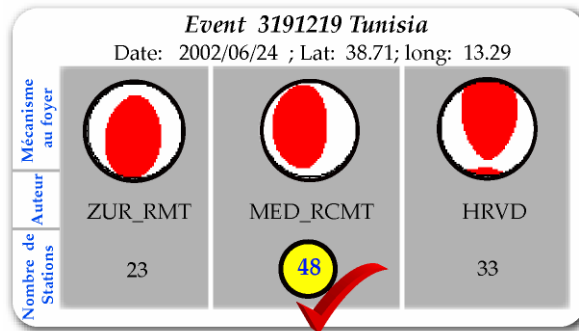



Figure 6: Choix du mécanisme au foyer du séisme (calculé en utilisant le maximum des stations).

Pour la cartographie de l'activité sismique du bassin méditerranéen, nous nous sommes basé sur la base de données du Centre Sismologique Euro-Méditerranéen  <http://www.emsc-csem.org/>: pour une période qui s'étale entre 1975 et 2008.

Mentionnons que ce n'est qu'à partir de 1975 que plusieurs services, dont le Bureau Central International de Séismologie (BCIS), l'International Seismological Center (ISC), le Centre Séismologique Euro-Méditerranéen (CSEM), ont régulièrement procédé par ordinateur à la détermination des epicentres des séismes pour lesquels des données en nombre suffisant avaient pu être recueillies (Rothé, 1983).

Dans le catalogue de l'I.N.M., les données sismiques en Tunisie, pour la période 410-2008, peuvent être répertoriées en trois classes :

- ◆ Classe a : séismes historiques entre 410 et 1922. L'information de cette époque provient essentiellement soit des textes anciens, soit des journaux à partir du 18^{ème} siècle. Cela peut expliquer le manque de précision et de crédibilité. Ce n'est qu'à partir du 19^{ème} siècle que le service météorologique, à travers son réseau d'observateurs, s'est engagé pour archiver, scientifiquement, les événements sismiques ressentis en Tunisie ;
- ◆ Classe b : séismes pré-instrumentaux entre 1922 et 1975. En plus des données recueillies des observations, on disposait des enregistrements de la station moyenne période installée à la Rabta à Tunis. Cette station a permis une meilleure localisation, dans l'espace et dans le temps, des séismes ;
- ◆ Classe c : séismes instrumentaux de 1975 jusqu'à nos jours.

Le catalogue ISC présente une source plus riche que celui de l' I.N.M. vu l'importance du nombre de stations sismiques impliquées dans l'invention de l'information sismique (Figure 7).

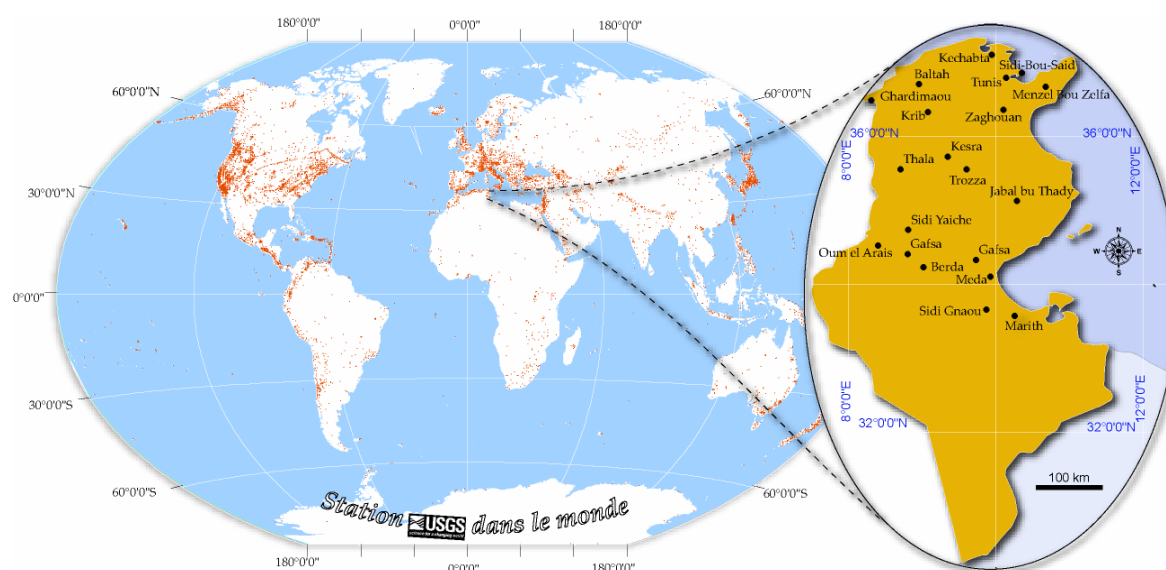


Figure 7: Répartition des stations sismiques utilisées par le NEIC (USGS) et le ISC dans le monde et en Tunisie (20 stations).

Le long de ce travail, l'exploitation des données sismiques est opérée à différentes échelles (régionales ou locales) et dans des différents types d'analyses (cartographie des épicentres, représentation des mécanismes au foyer, etc.). Ainsi, pour accomplir chaque tâche, le choix du catalogue dépend principalement de son étendu spatial et temporel et du degré de traitement des données sismiques offertes par chaque catalogue.

Chapitre II - Contexte sismo-tectonique à l'échelle mondiale et méditerranéenne

I - Contexte sismo-tectonique à l'échelle mondiale

Au début du XX^{ème} siècle, naît l'hypothèse de la dérive des continents proposée par Alfred Wegener (1880-1930): après avoir formé une seule masse continentale "la Pangée" au Permien, les plaques se sont déplacées en dérivant progressivement les unes par rapport aux autres durant le Méso-Cénozoïque, pour aboutir à leurs positions actuelles. Cette dérive est supposée par Wegener en se basant sur plusieurs arguments: paléogéographique, paléontologiques, paléoclimatiques et géologiques (Wegener, 1929). Cette hypothèse a été au début rejetée par l'absence d'explication plausible quant aux "moteurs" à l'origine des déplacements des continents, mais elle a eu une renaissance dans les années soixante suite à une nouvelle révolution scientifique dans les sciences de la Terre où se mettent en place les preuves (découverte que les anomalies magnétiques, détectées pour la première fois par Vening Meinesz F. A., épousent les tracés des fosses océaniques (Vine & Matthews, 1963 ; Vine & Tuzo Wilson, 1965)) d'un nouveau modèle unificateur, celui de la **tectonique des plaques** qui utilise la convection du manteau pour expliquer les déplacements observés des plaques continentales.

La sismicité peut être, dans la plupart des cas, expliquée par des mouvements distensifs, compressifs ou décrochants respectivement par écartement, convergence ou coulissement latéral des plaques.

La quantification de ces déplacements a constitué un centre d'intérêt pour de très nombreux travaux de recherche anciens et actuels.

Pour mieux comprendre l'interaction entre les différentes plaques, nous avons représenté les mécanismes au foyer pour les séismes de magnitude supérieure à cinq, survenus pendant la dernière décennie: 1998-2008 (*Figure 8*). D'après cette illustration, on remarque que la majorité des mécanismes au foyer des événements sismiques se situe à la limite des plaques, et ils matérialisent clairement le régime prévalant dans chaque cas. Par exemple, à la limite des plaques africaine et sud-américaine, les mécanismes au foyer traduisent un mouvement général de distension.

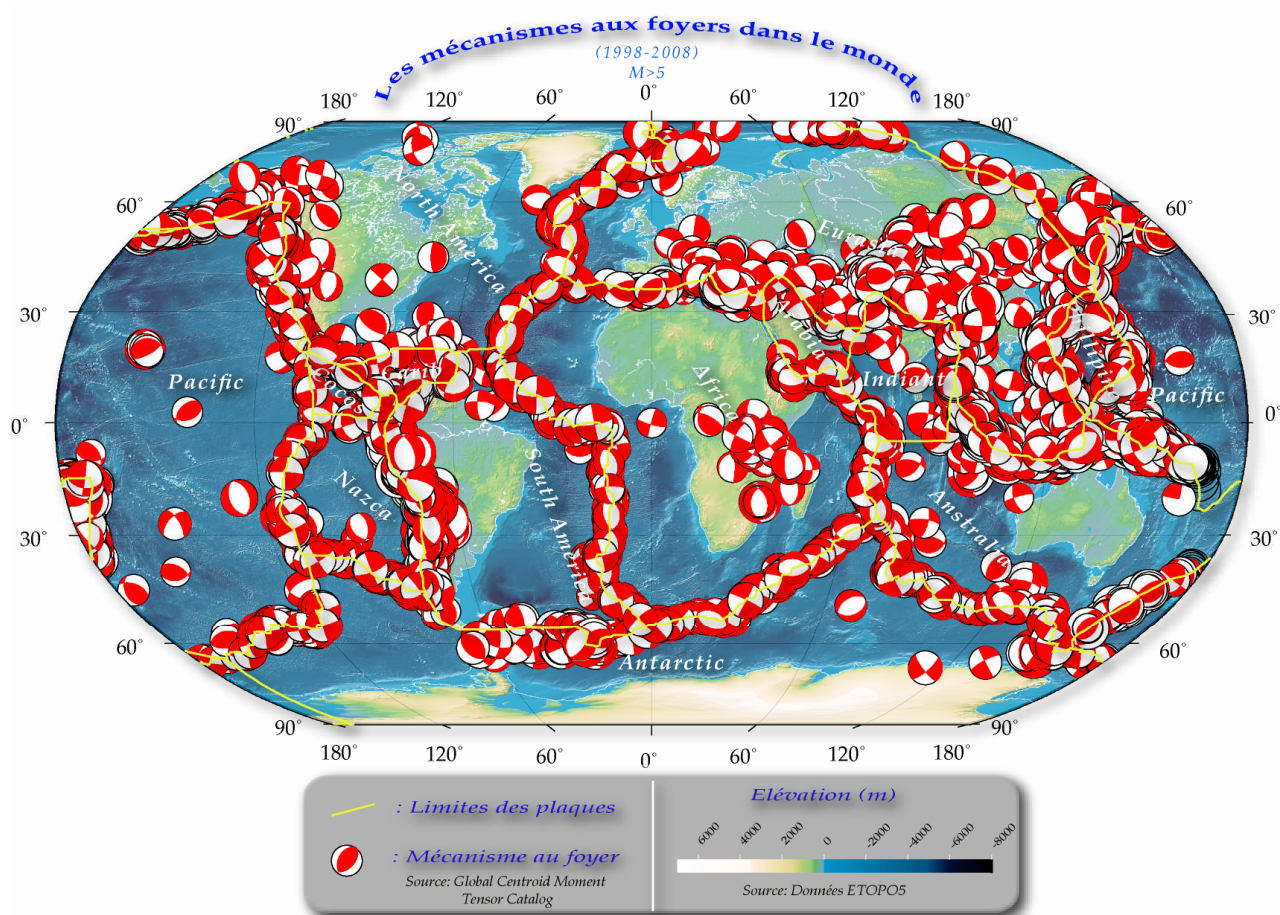


Figure 8: Les mécanismes au foyer des séismes dans le monde (calculés à partir des données du " Global Centroid Moment Tensor Catalog" pendant la dernière décennie: 1998-2008).

II - Contexte sismo-tectonique à l'échelle méditerranéenne

Le domaine méditerranéen présente un terrain d'évolution géodynamique permanente provoquée par la convergence N-S des plaques africaine et eurasiatique au Cénozoïque (Mattauer et al., 1977 ; Philip, 1984). Cette évolution se caractérise par sa complexité, traduite par la diversité

des régimes tectoniques dans cette zone (eg., Serpelloni et al., 2007 ; Belabbes, 2008 ; etc.), et sa persistance jusqu'à l'actuel.

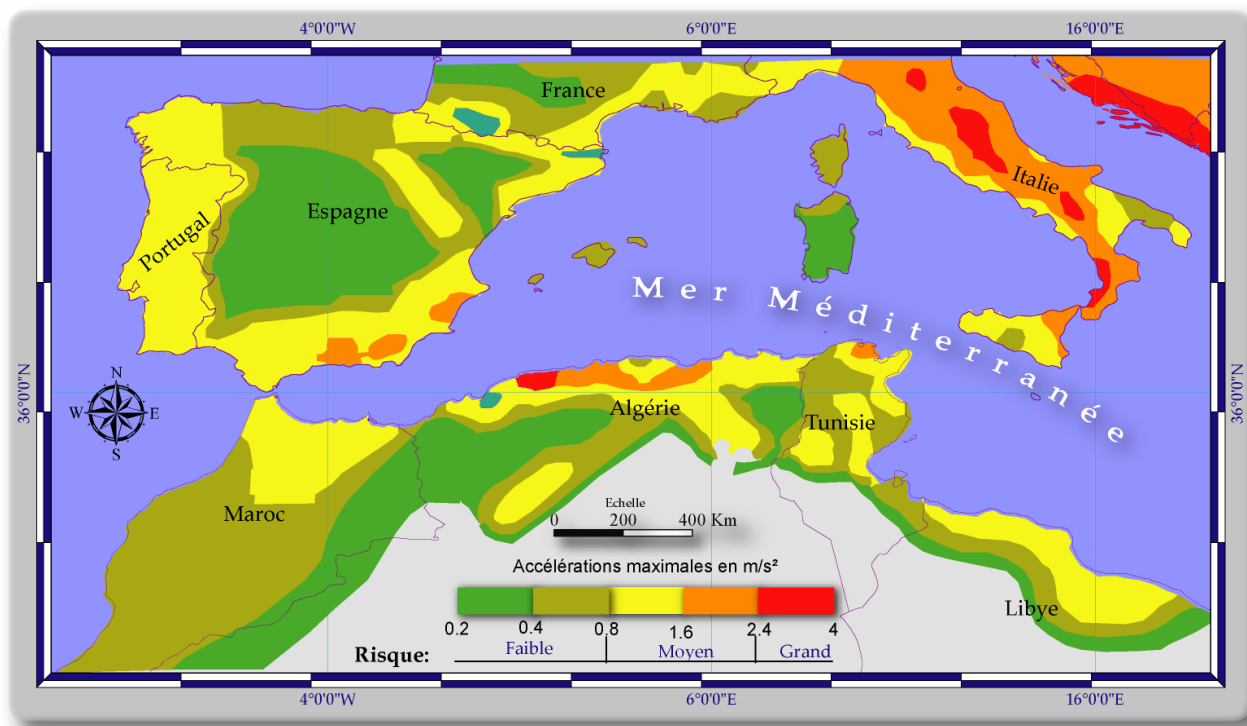


Figure 9: Carte de risque sismique du bassin méditerranéen (extraite de la carte de risque sismique mondiale réalisée dans le cadre du programme GSHAP (1993-1998).

D'après la Figure 9, extraite de la carte de risque sismique mondial réalisée dans le cadre du programme d'Estimation du Risque Sismique à l'échelle du Globe (Global Seismic Hazard Assessment Program : GSHAP (1993-1998)), le sud de l'Espagne et l'Italie possèdent le potentiel sismique le plus élevé dans la partie occidentale du bassin méditerranéen.

En Afrique du Nord, l'Algérie septentrionale se distingue des pays voisins par un risque sismique élevé (Figure 9): prenons en pour exemple la forte fréquence des séismes destructifs dans ce pays (Tableau 3).

Tableau 3: Principaux séismes destructifs de l'Algérie pendant la période 1910-2005.

Lieu	Date	Magnitude	Victimes
Sour el Ghozlana	24/06/1910	6,6	81
El Asnam	09/09/1954	6,7	1243
El Asnam	10/10/1980	7,7	2633
Constantine	27/10/1985	6,0	10
Tipaza	29/10/1989	6,0	22
Boumerdes-Alger	21/05/2003	6,8	2300

Le rapprochement des deux plaques africaine et eurasiatique a donné naissance entre autres à la chaîne tello-rifaine (formée de nappes mises en place essentiellement au Miocène) et aussi à la chaîne atlasique.

Une étude comparative réalisée par [Nocquet & Calais](#) en 2004 (*Figure 10*), présente une corrélation entre les travaux les plus significatifs qui étudiaient les déplacements dans le bassin méditerranéen.

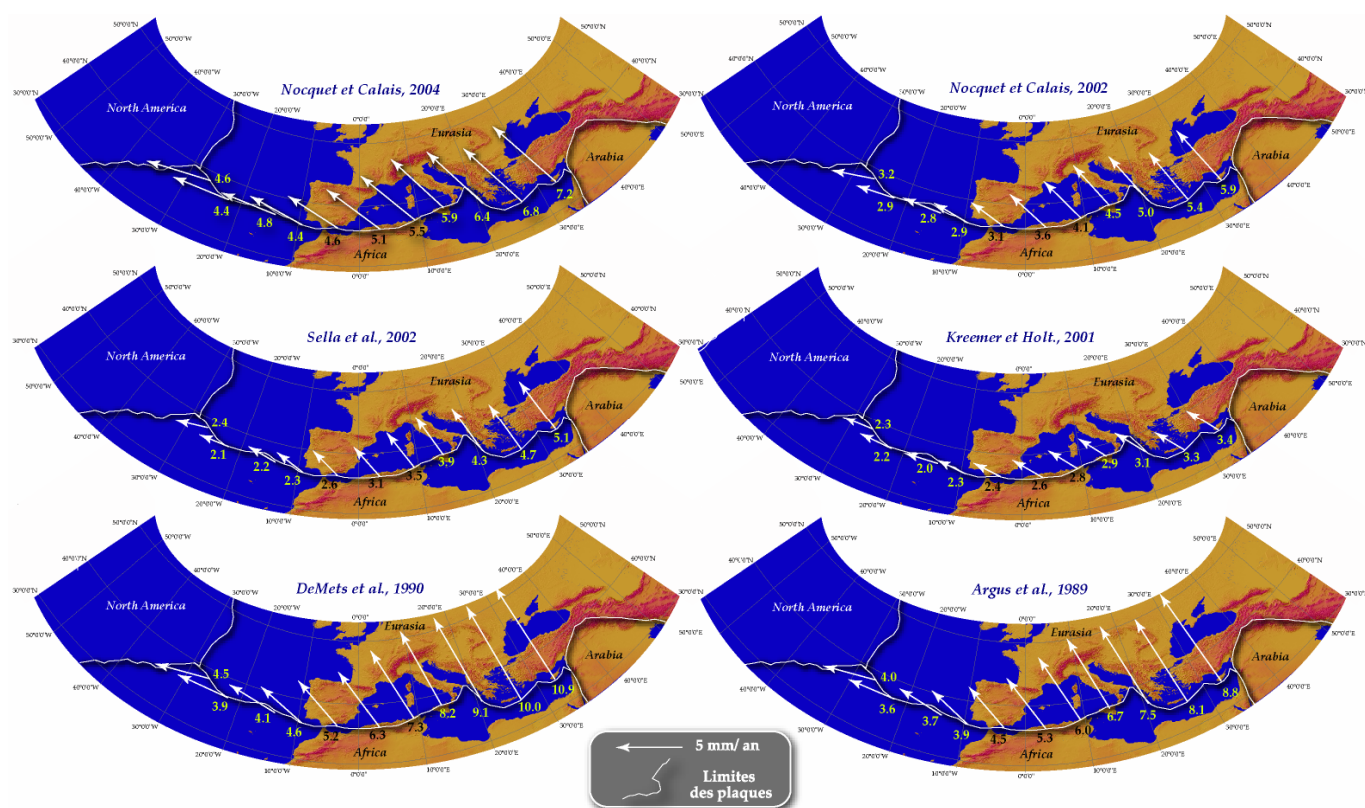


Figure 10: Représentations des vitesses de déplacement de la plaque africaine selon plusieurs auteurs, montrant un désaccord sur l'évaluation du déplacement mais un accord sur la détermination du sens du mouvement (en admettant que la plaque d'Eurasie est stable le long de la frontière des plaques d'Afrique et Eurasie dans le domaine méditerranéen) (d'après [Nocquet & Calais, 2004](#)).

[Nocquet & Calais \(2004\)](#) ont conclu que presque tous les travaux convergent vers les mêmes résultats du point de vue du sens de déplacement (de N-W au N-NW), mais certaines différences sont apparues au niveau de l'évaluation du déplacement (en Tunisie par exemple, et suivant les auteurs, le déplacement se fait avec une vitesse qui varie de 2,8 mm/an (d'après [Kreemer & Holt, 2001](#)) jusqu'à 7,3 mm/an (d'après [DeMets et al., 1990](#)).

Cela peut être dû à la variation de la technique de mesure utilisée, de l'intervalle de temps étudié ou de la fréquence et l'emplacement d'échantillonnage.

En allant de l'Est vers l'ouest du bassin méditerranéen, la vitesse de déplacement diminue progressivement puis elle augmente de nouveau juste à proximité de la plaque Nord Américaine.

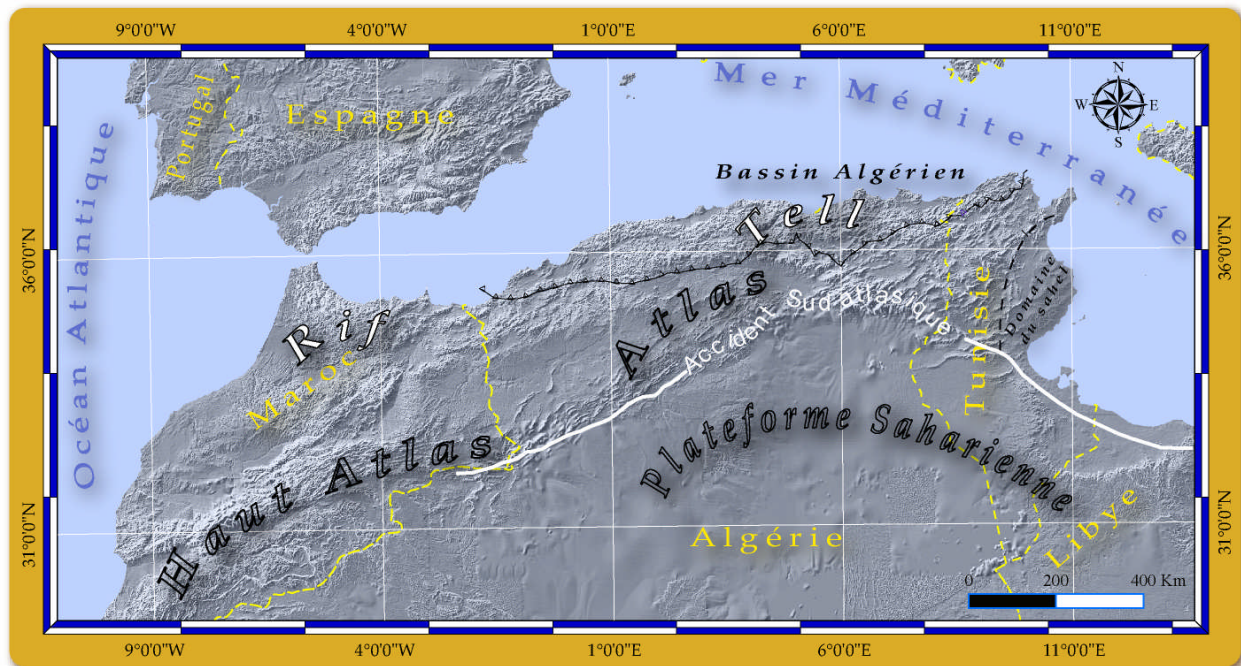


Figure 11: Carte du relief du domaine nord-africain montrant les grands ensembles structuraux : Tell, Rif, Haut Atlas, Atlas et Plate-forme Saharienne.

Le long et au sud de la frontière des plaques Eurasie-Afrique, le domaine orogénique maghrébin d'âge Cénozoïque, comporte deux grands ensembles structuraux situés au nord d'une plate-forme (Durand-Delga et al., 1980 ; Frizon de Lamotte et al., 2005) (Figure 11):

- Le domaine tello-rifain ou les "Maghrébides" : c'est une zone d'unités allochtones qui est interprétée classiquement comme une chaîne de type alpin, c'est-à-dire résultant de la fermeture de la Téthys maghrébine (Bouillin, 1986). Au sein du Tell, les zones internes constituent un domaine fortement allochtone accolé à l'Afrique au Miocène moyen. Ainsi, dans les régions occidentales du Tell, on observe des plis, d'âge Plio-Quaternaire, résultant d'une direction de raccourcissement NNW-SSE.

La chaîne tello-rifaine appartient à la branche sud de la chaîne alpine du pourtour de la Méditerranée occidentale. Cette chaîne nord africaine de montagnes se compose essentiellement de terrains allochtones, en provenance du nord, et charriés sur des terrains autochtones appartenant au domaine atlasique (Meghraoui, 1988). Les principaux traits structuraux se sont édifiés pendant l'orogénèse alpine, avec des phases paroxysmales à l'Eocène (Lutétien) et au Miocène inférieur (Mattauer, 1958 ; Delteil, 1974 ; Vila, 1980). Des nappes de charriage, constituées

d'unités de flyschs crétacés et paléogènes accompagnés de terrains calcaires Jurassique et métamorphiques paléozoïques, ont subi des déplacements à vergence sud à sud-est en Tunisie et se retrouvent en contact anormal sur les formations autochtones mésozoïques et mêmes tertiaires. Le front des nappes de la chaîne tello-rifaine s'étend selon une direction E-W.

- Les Atlas : se sont des chaînes plissées qui s'étendent depuis le golfe de Tunis à l'est jusqu'au Maroc. Ce domaine atlasique se situe au nord du domaine saharien et forme l'avant-pays de la chaîne alpine tello-rifaine. Sur le plan morphologique, ce domaine s'abaisse progressivement en direction du NE (Burolet, 1956 ; Castany, 1951 ; Turki, 1985).

Du point de vue tectonique, ce domaine se caractérise par une tectonique assez complexe et par la présence de plusieurs fossés d'effondrement dans sa partie orientale (la Tunisie) (Figure 13).

Les déformations, relatives aux phases alpines dans l'atlas Tellien, sont la conséquence des mouvements de convergence entre les plaques Afrique et Eurasie. La reconstitution de ces mouvements, à partir des anomalies magnétiques, indique un rapprochement de la plaque africaine depuis l'Oligocène suivant une direction N-S à NW-SE (Patriat et al., 1982). Pour l'époque actuelle, la vitesse de convergence du domaine africain est estimée entre 5 et 9 mm/an (Mckenzie, 1972 ; Minster & Jordan, 1978 ; Nocquet & Calais, 2004).

La néotectonique des domaines telliens et des régions avoisinantes est dominée par des phases de déformation, extensives E-W, et compressives avec un raccourcissement de direction moyenne N-S (Bousquet & Philip, 1981 ; Philip, 1984).

Au sud du domaine atlasique, la plate-forme saharienne est dépourvue de reliefs importants et se distingue par sa structure peu plissée et peu accidentée.

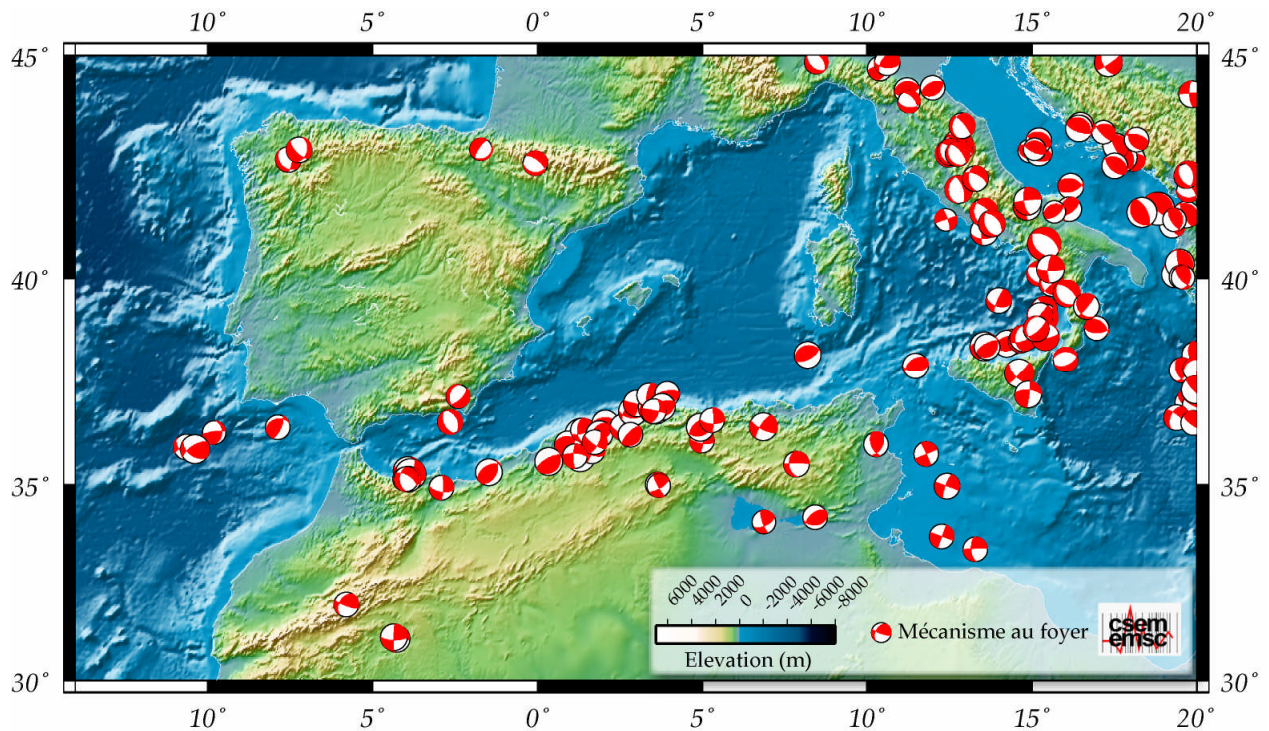


Figure 12: Mécanismes au foyer des séismes dans le bassin méditerranéen (calculés à partir des données du Centre Sismologique Euro-Méditerranéen (CSEM) pour la période 1973-2008).

Le calcul des mécanismes au foyer des séismes dans le bassin méditerranéen (Figure 12) permet d'associer des mouvements en décrochement à la majorité des événements sismiques se produisant dans le domaine du Rif. Par contre dans l'Atlas Tellien, ces mécanismes en décrochement persistent mais avec la co-existence des mécanismes en failles inverses dont leurs axes de compression sont, couramment, de direction NNW-SSE. Ceci est confirmé par d'autres travaux de recherche locaux (eg., Buform et al., 2004 (par l'étude du séisme d'El Hoceima, au Maroc en 2004, basée sur l'analyse des ondes téléseismiques) ; Belabbes, 2008 (par une analyse interférométrique qui porte sur quelque séismes survenus dans l'Atlas Tellien et le Rif) ; Stich et al., 2010 (par l'étude des tenseurs des moments des séismes survenus entre 2005 et 2008 dans la zone de l'Ibérie-Maghreb) ; etc.).

De plus et en faisant la corrélation entre la carte de la tectonique actuelle de la Méditerranée présentée par Chihi en 1995 (Figure 13), la carte du risque sismique de Méditerranée (Figure 9) et celle des grandes structures du domaine nord-africain (Figure 11), une première constatation se dégage : chaque domaine est caractérisé par un modèle tectonique et sismique propre à lui : un domaine tellien de sismicité élevée, un domaine atlasique de sismicité moyenne et une plate-forme saharienne qui montre une stabilité sismique avec un très faible activité.

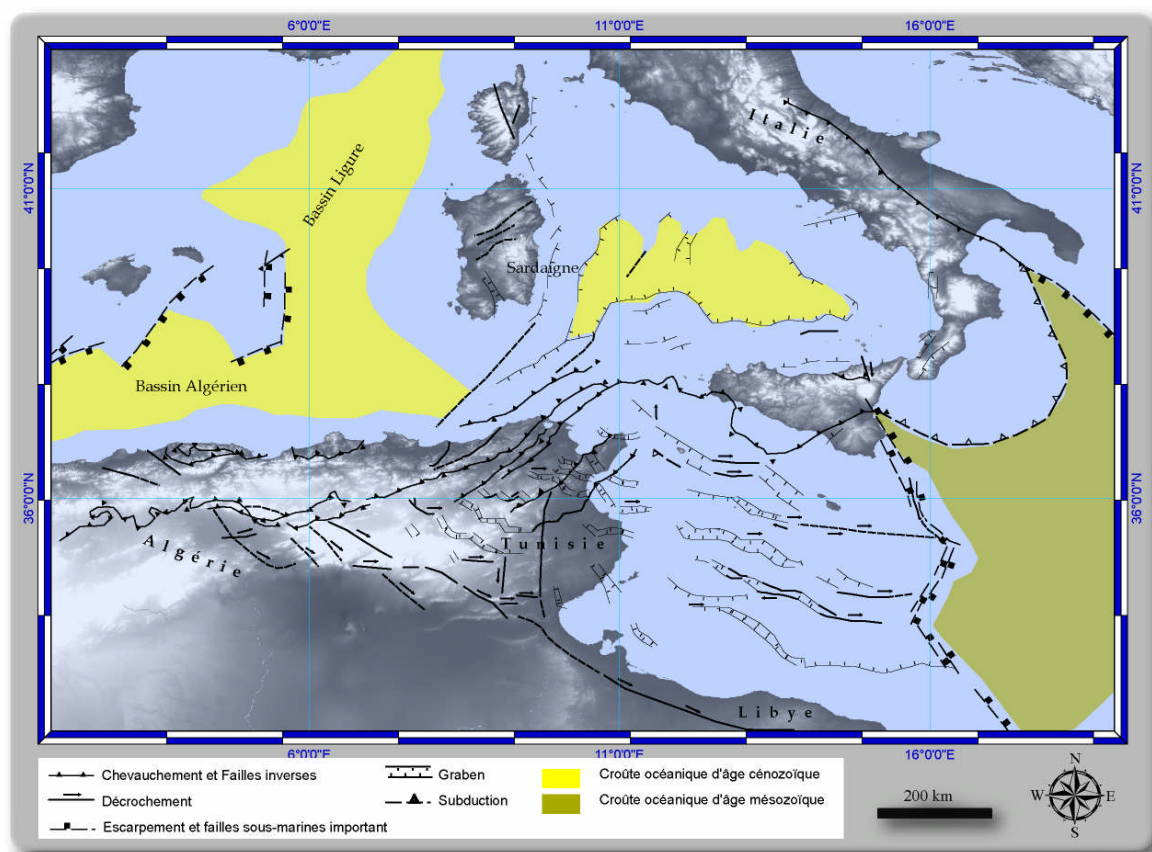


Figure 13 : Tectonique actuelle et récente de la méditerranée+ GTOPO30 (d'après Chihi, 1995).

La cartographie de la densité sismique (Figure 14) à partir des données du USGS pendant la période 1973 - 2011, nous confirme cette répartition de la sismicité.

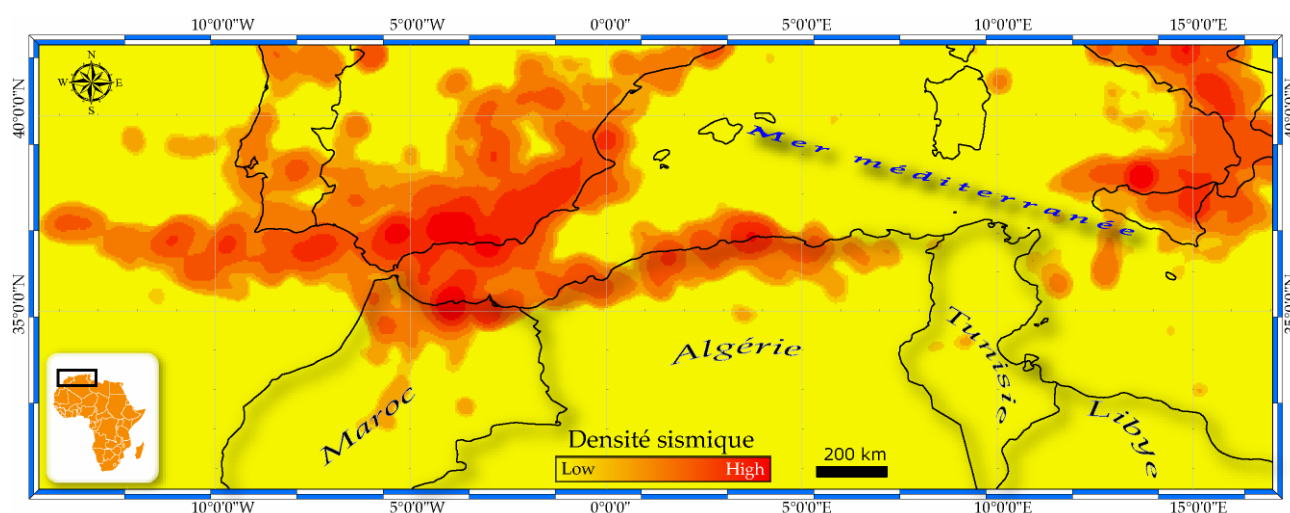


Figure 14 : Densité sismique en Tunisie, au Maroc et en Algérie (Source des données : NEIC (USGS) pendant la période 1973-2011). La cartographie est réalisée comme suite : on calcule la fréquence des épicentres dans un cercle de rayon de 50 Km, la valeur obtenu sera attribuée au pixel du centre de taille 5 Km.

II-1 - Répartition spatiale des épicentres

La répartition des épicentres dans le domaine péri-méditerranéen occidental est illustrée dans la *Figure 15*.

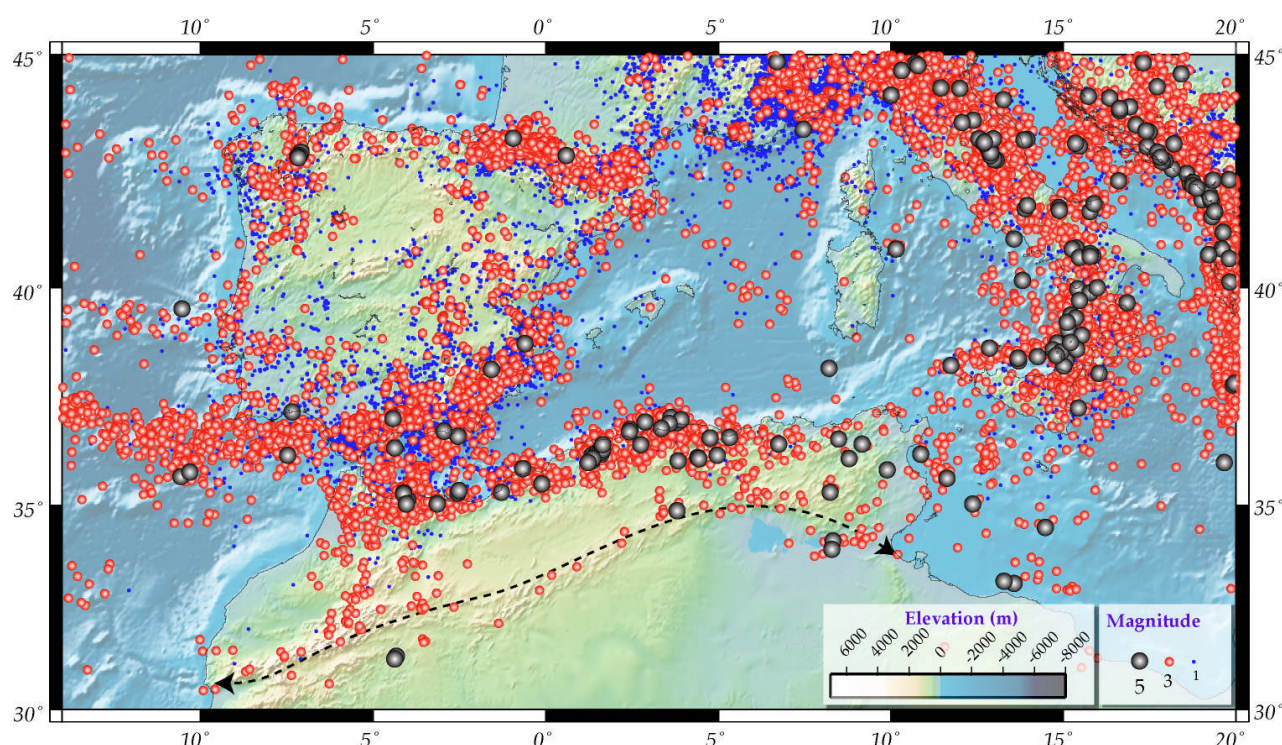


Figure 15: Sismicité de la mer Méditerranée (1973-2011) (Source de la magnitude : [NEIC \(USGS\)](#) ; topographie : [MNE ETOPO 2](#) ; la flèche en pointillé indique l'accident sud atlasique).

L'accident sud atlasique est marqué par une activité tectonique en témoigne l'alignement des épicentres suivant cette structure tectonique (représenté par une flèche noire en pointillé dans la *Figure 15*).

Dans le bassin méditerranéen, et entre les années 1973 et 2011, 48913 événements sismiques ([Catalogue NEIC-USGS](#)) ont été signalés par les différents réseaux sismiques. La moyenne des magnitudes sismiques est de 2.6 sur l'échelle de Richter (*Figure 16*). Mais cette valeur n'a pas une grande signification vu l'hétérogénéité de la répartition spatiale des épicentres.

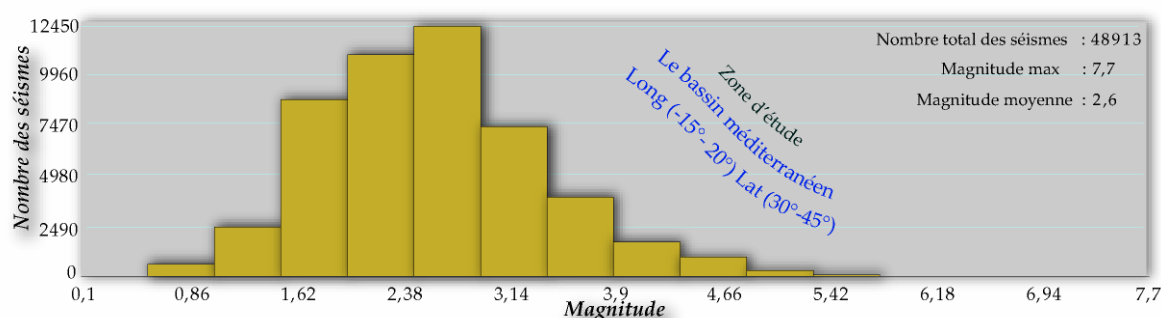


Figure 16: Fréquences des séismes/ magnitude dans le bassin méditerranéen pendant la période 1973- 2011 (Source des données : [NEIC -USGS](#)).

Pour apercevoir cette hétérogénéité, nous nous sommes référés à l'indice de sismicité pour chaque pays de la Méditerranée pour une période d'observation 1900-2008. Cet indice est défini par Rothé (1969) comme étant le nombre annuel de secousses par 100. 000 Km² de la superficie du pays.

La base de données utilisée dans cette application sera le catalogue de l'ISC pendant une période de 108 ans (1900-2008).

Le Tableau 4 illustre une comparaison de l'indice de sismicité de la Tunisie avec ceux d'autres pays de la Méditerranée.

Tableau 4: Indice de sismicité de quelques pays de la Méditerranée.

Pays	Période d'observation	Nombre annuel de secousses	Indice de sismicité
Libye	1935-2008	0,78	0,04
Algérie	1910-2008	26,43	1,11
Grèce	1914-2008	401,46	304,23
Maroc	1923-2008	65,73	14,95
Tunisie	1920-2008	1,83	1,11
Portugal	1918-2008	34,73	37,61
Espagne	1919-2008	272,36	53,83
Italie	1914-2008	664,30	220,46
France	1918-2008	279,20	50,61

Avec un indice de sismicité égale à **1.1**, la Tunisie peut être classée parmi les pays à faible sismicité, mais cela peut être dû à l'absence d'un réseau dense de stations sismologiques sur notre territoire.

En se basant uniquement sur l'indice de sismicité qui est égal à 1.1, l'Algérie est aussi classée parmi les pays à faible sismicité. Cela est expliqué par la stabilité sismique de la plateforme saharienne de l'Algérie qui s'étale sur une grande partie du pays. Donc l'importance de l'activité sismique au niveau du nord algérien ne peut pas trop influencer cet indice.

Par la suite, nous comprendrons que cet indice ne tient pas compte de la répartition spatiale des épicentres dans le même pays, comme il ne prend pas en considération les épicentres qui se trouvent en mer. Donc cet indice ne nous sera pas de grande utilité lors de l'analyse de nos données sismiques. Nous nous orientons alors vers la cartographie des épicentres.

II-2 - Profondeurs des séismes

L'estimation de la profondeur des foyers est un facteur de grande importance pour évaluer l'intensité d'un séisme (Jackson & White, 1989).

Nous rappelons que lorsqu'un séisme est déclenché, un front d'ondes sismiques se propage dans la croûte terrestre. On nomme "foyer" le lieu dans le plan de faille où se produit réellement le séisme, alors que l'épicentre désigne le point situé à la surface terrestre et à la verticale du foyer (Figure 17).

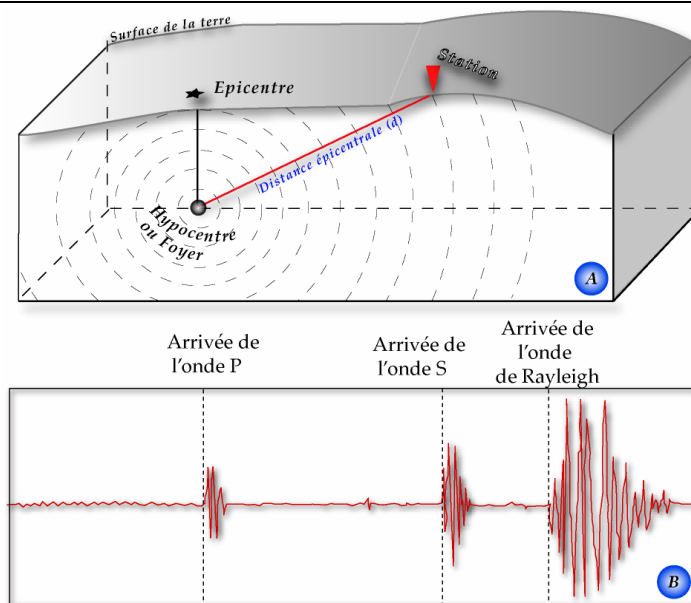


Figure 17: A : Propagation de l'onde dans un milieu homogène ; B : Sismogramme enregistré par une station.

En fonction de la profondeur de l'hypocentre, on distingue trois types de séismes:

- ◆ Les séismes superficiels : se produisent à une faible profondeur (dans les premières dizaines de kilomètres). Ils se situent en domaine de frontières de plaques divergentes, ainsi qu'aux frontières convergentes au voisinage des fosses océaniques ;
- ◆ Les séismes intermédiaires : se produisent entre quelques dizaines et quelques centaines de kilomètres de profondeur et se concentrent uniquement au voisinage des limites convergentes ;
- ◆ Les séismes profonds : se produisent à des profondeurs pouvant atteindre 700 Km, soit à la base de l'asthénosphère, et qui se trouvent exclusivement au voisinage de limites convergentes.

À l'échelle de la Méditerranée, l'analyse des profondeurs des foyers des séismes (Figure 18) montre que deux zones se distinguent par leurs grandes profondeurs qui peuvent atteindre 634 Km :

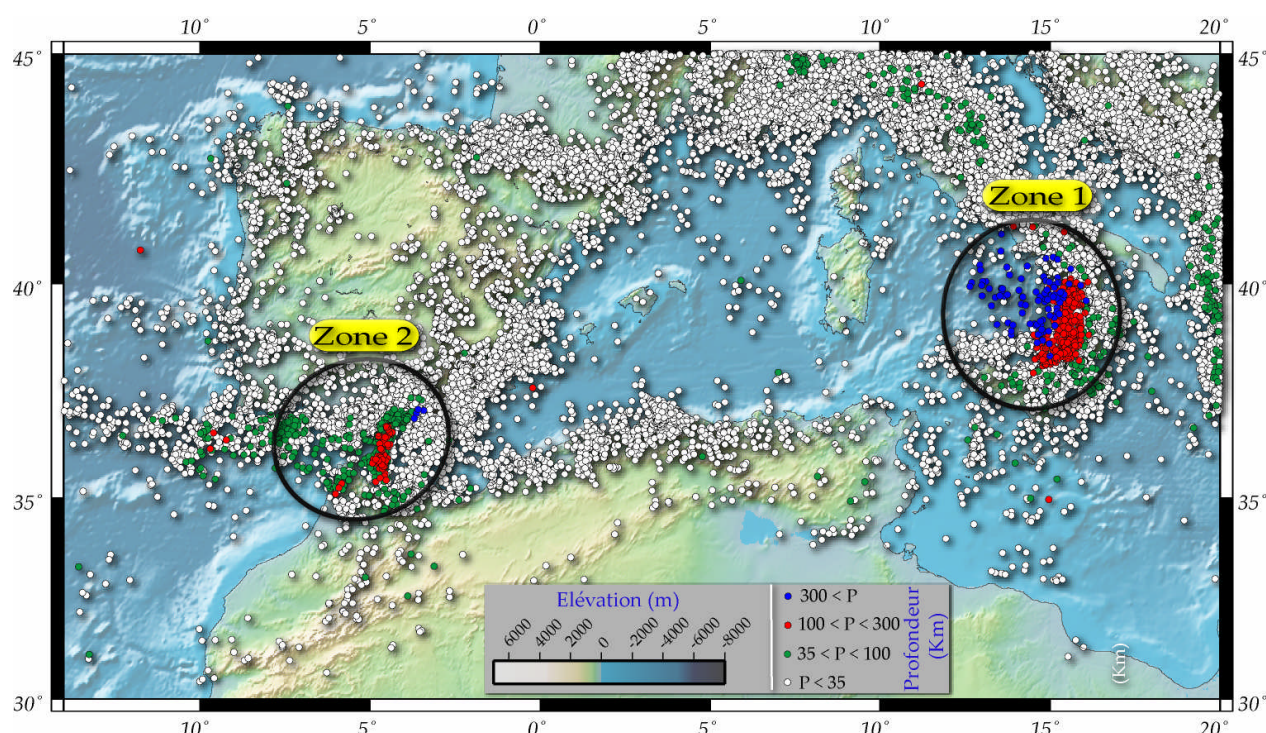


Figure 18: Profondeurs des foyers sismiques en mer Méditerranée (1973-2011).

Source de la profondeur : USGS.

- **Zone 1** : L'arc éolien au sud de l'Italie : cette "anomalie" de profondeur peut être expliquée par la subduction (Figure 19 et Figure 20) de la microplaque ionienne sous la mer Tyrrhénienne (Doglioni et al., 2001 ; Gelabert et al., 2002 ; Neri et al., 2003 ; Ranvier, 2004).

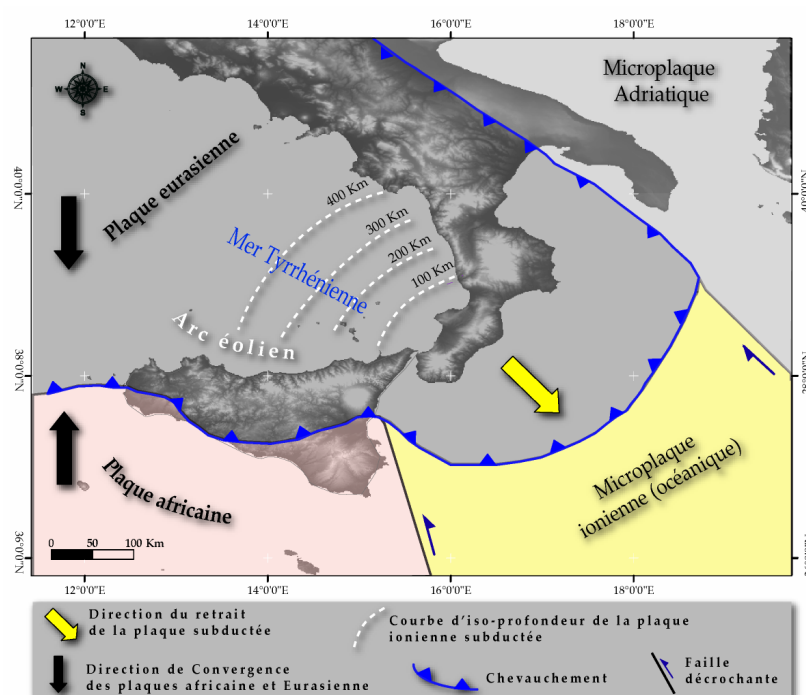


Figure 19: Contexte géodynamique actuel de l'Italie du sud (compilé d'après Doglioni et al., 2001 ; Gelabert et al., 2002 ; Neri et al., 2003 ; Ranvier, 2004, Fortunato, 2009).

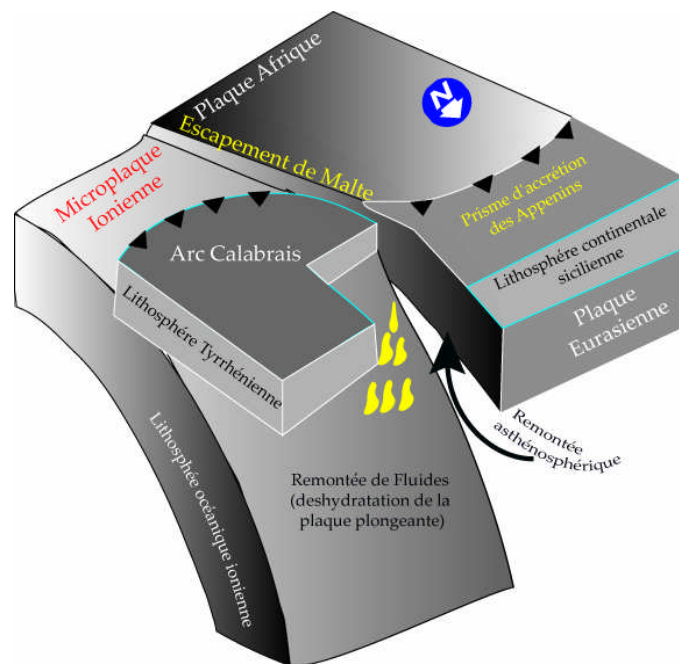


Figure 20: Bloc diagramme de la subduction de la plaque ionienne (d'après Gvirtzman & Nur, 1999 ; Tonarini et al., 2001 ; Trua et al., 2003).

- **Zone 2** : Zone de transition Atlantique-Méditerranée (Espagne méridionale, Maroc septentrional): d'après Gueguen et al. (1998), l'ouverture de la Méditerranée occidentale a eu lieu principalement dans les derniers 30 Ma avec la création des bassins de différents âges géologiques (bassin d'Alboran, bassin de Valence, bassin Provençal, bassin Algérien et bassin Tyrrhénien).

Les travaux de Fullea Urchulategui et al. (2005), basés sur des données régionales de topographie et de géoïde, ont montré que l'épaisseur de la lithosphère continentale dans cette zone est très variable (Figure 21):

- Une large zone à lithosphère épaissie, pouvant atteindre 150 Km, de direction NE-SW se trouve sous la chaîne Bétique et le Rif

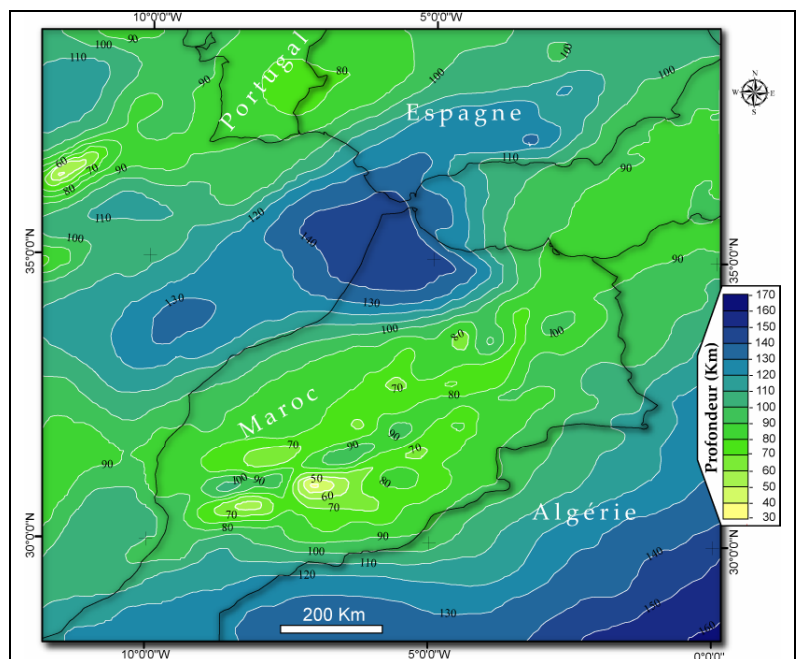


Figure 21: Profondeur de la limite lithosphère-asthénosphère de la zone de transition Atlantique-Méditerranée (d'après Fullea Urchulategui et al., 2005).

occidental, le détroit de Gibraltar, le golfe de Cadix et la marge Atlantique du nord-ouest du Maroc.

- Parallèlement à cette zone, la lithosphère est amincie sous l'Atlas marocain et la partie orientale de la mer d'Alboran (jusqu'à 30 Km).

La variation d'épaisseur et de densité de la lithosphère dans cette dernière zone a engendré la subduction de la zone Bétique sous le bassin d'Alboran avec l'individualisation d'un front de subduction de type bassin arrière-arc "back-arc basin" expliquant ainsi la profondeur importante des séismes dans cette zone (Figure 22).

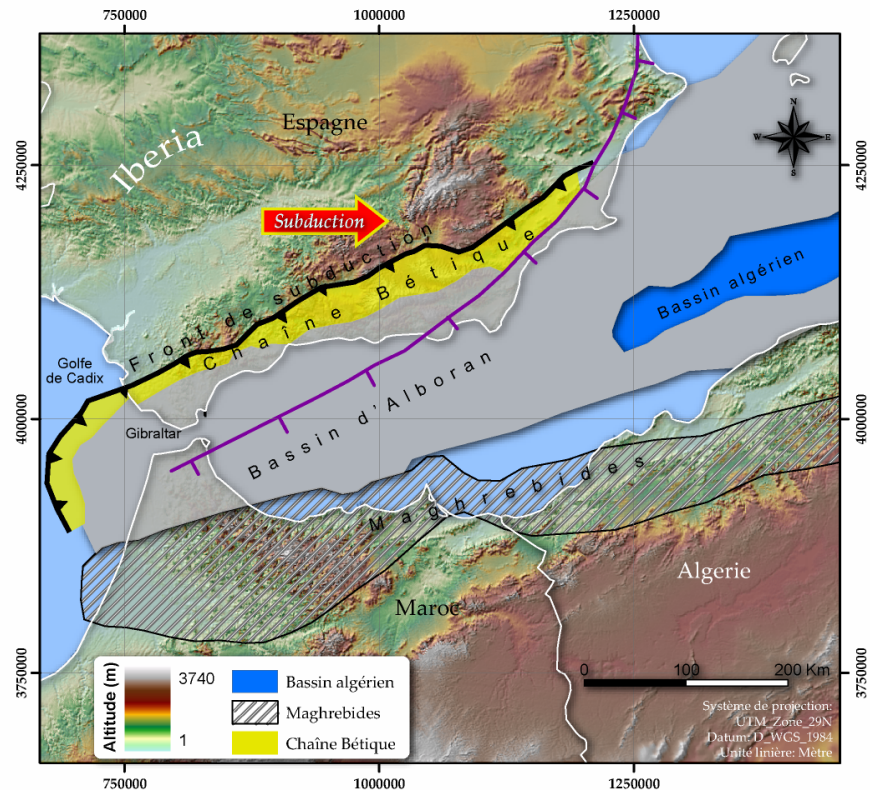


Figure 22: Contexte géodynamique dans le bassin d'Alboran en Méditerranée occidentale (d'après Carminati & Doglioni, 2004).

En dehors de ces deux zones, le reste de la Méditerranée présente majoritairement une profondeur faible à moyenne des hypocentres sismiques.

Dans la partie méridionale du bassin méditerranéen, les séismes, relativement profonds (de 33 à 100Km), sont localisées et concentrés dans le rif au Maroc (Figure 18).

II-3 - Fréquence des événements sismiques dans le temps

Les données du catalogue USGS (U.S. Geological Survey) montrent que la fréquence des séismes de faible magnitude (inférieure à 3) s'accroît avec les années (Figure 23-a). Cela peut être interprété par l'optimisation des méthodes et des techniques de surveillance sismique. À partir de l'année 1989, cette fréquence commence à se stabiliser jusqu'à l'année 2005 où on remarque une réduction de l'activité sismique à faible magnitude. Les séismes de forte magnitude peuvent être considérés stables dans le temps malgré l'existence de quelques séismes à très fortes magnitudes comme celui de El Asnam (Algérie) de magnitude 7.7 en 1980.

En revanche, le calcul de la densité des épicentres, par une simple interpolation, permet de distinguer la période qui s'étale entre 2001 et 2004 par une forte densité des séismes de magnitude comprise entre 1.5 et 3 (Figure 23-b).

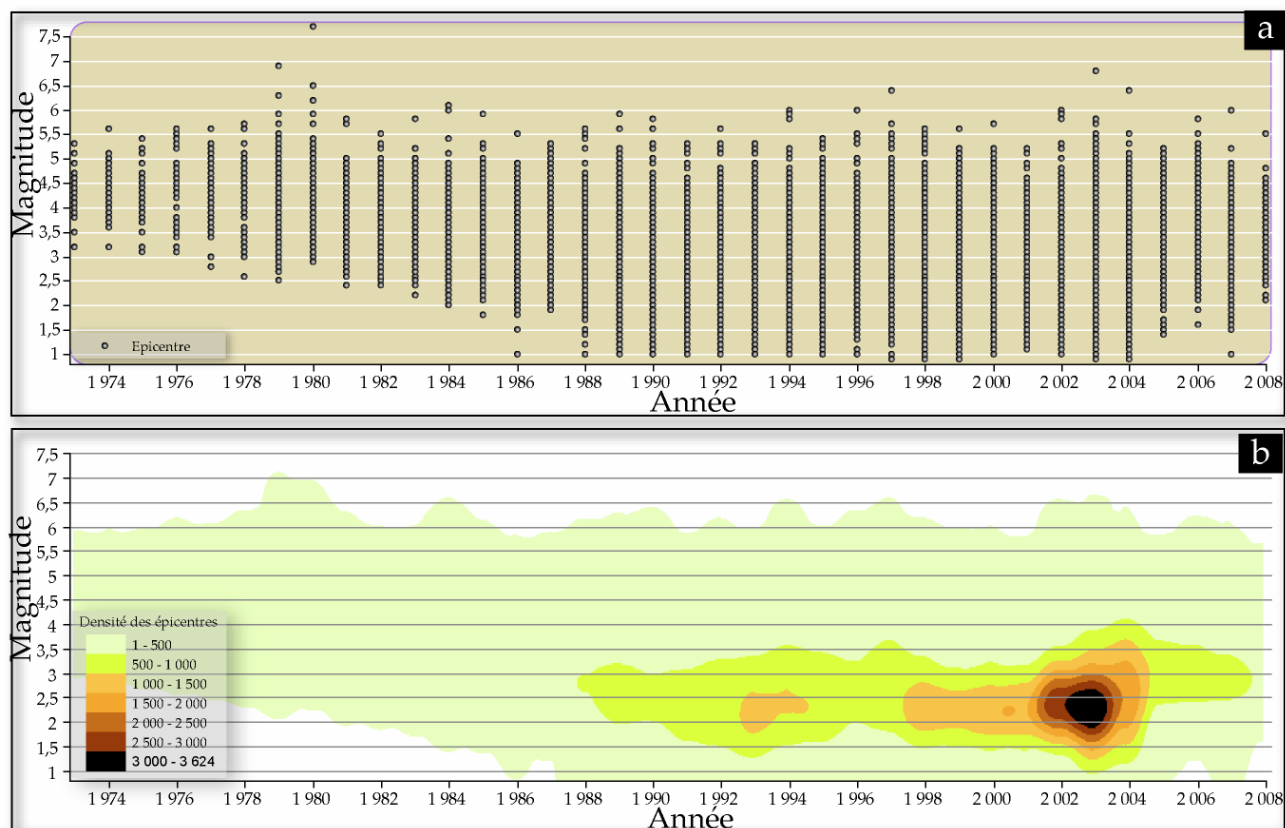


Figure 23: a- Variation de la magnitude en fonction du temps dans le bassin méditerranéen (1973-2008) ; b- Densité des épicentres.

Chapitre III - Contexte sismo-tectonique de la Tunisie

En Tunisie, la sismicité, de valeur modérée, s'étale du nord jusqu'à la zone du Nord des Chotts au sud. La plate-forme saharienne est épargnée d'une activité sismique en raison d'une déformation tectonique très réduite.

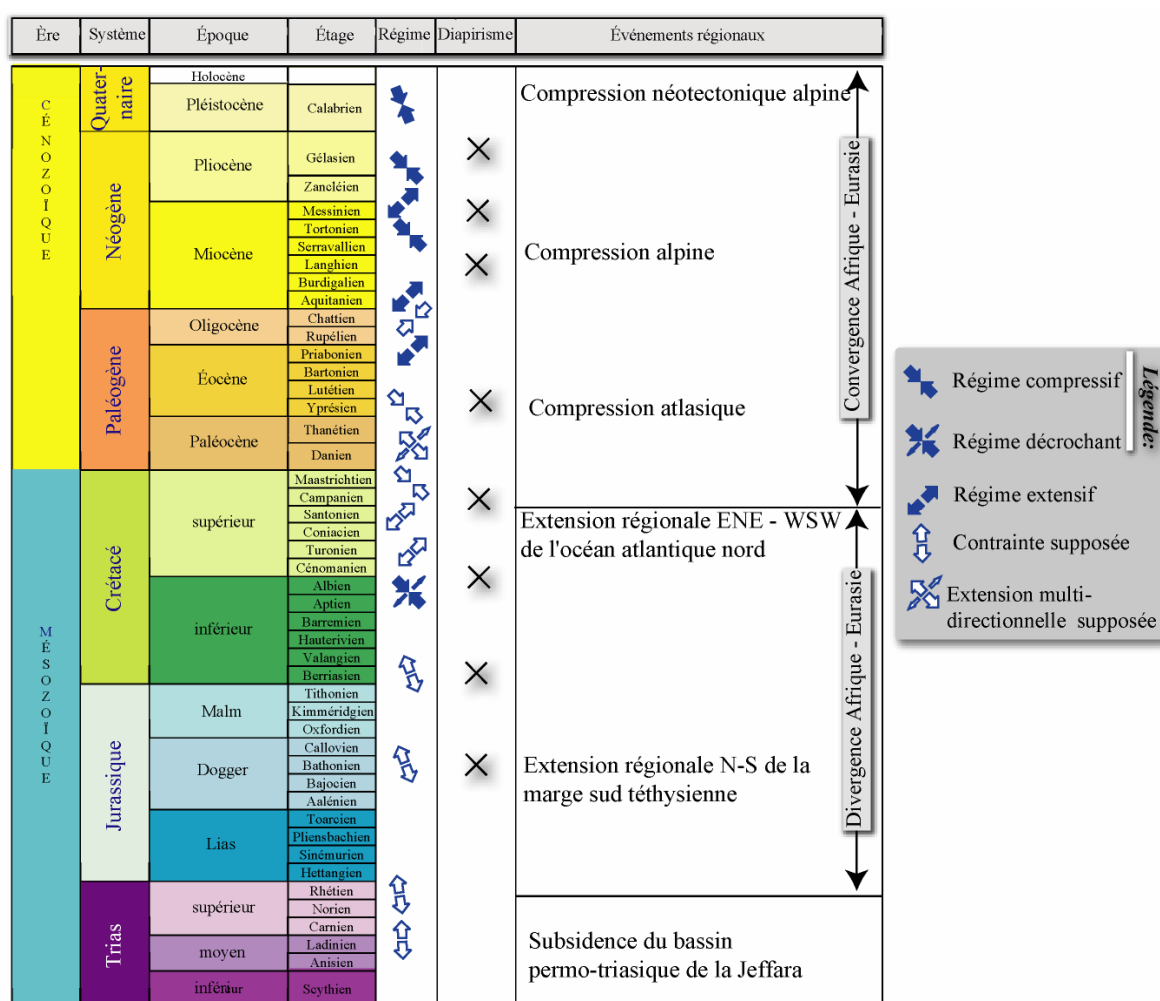


Figure 24: Calendrier des événements tectoniques de la Tunisie orientale, Extrait du calendrier tectonique de la Tunisie (modifié d'après Bouaziz et al., 2002).

Du point de vue tectonique, la Tunisie, comme tous les autres pays du bassin méditerranéen, a été sous l'influence de la succession de plusieurs phases tectoniques (Figure 24). Ces phases ont engendrés des modifications considérables de la géomorphologie du pays et ont permis la mise en place des ensembles orographiques actuels (Figure 25) (Ben Ayed, 1986):

- ◆ **Le Tell** : occupant la Tunisie septentrionale, il est formé par la Kroumirie et les Mogods au nord et par le Haut Tell au sud de la Mejerda.
- ◆ **Le Dorsale** : constitue une chaîne de hautes crêtes atteignant l'altitude de 1544 m au niveau du J. Chambi. Elle s'étale sur 40 Km, de la région de Kasserine de l'ouest jusqu'au cap Bon à l'est ;
- ◆ **Les Steppes** : sont composées des vastes plaines et de petites montagnes qui s'étendent depuis le nord de Gafsa jusqu'au sud de la Dorsale. Elles sont souvent distinguées en "Basses Steppes", désignant les plaines côtières situées à l'est de la Tunisie, et en "Hautes Steppes" caractérisées par ses vastes et hautes plaines séparées par des chaînons montagneux ;
- ◆ **Le Sahara** : il couvre, à l'ouest, le domaine des Grands Chotts et les dunes du Grand Erg Oriental et, à l'est, le plateau du Dahar et les plaines de la Jeffara.

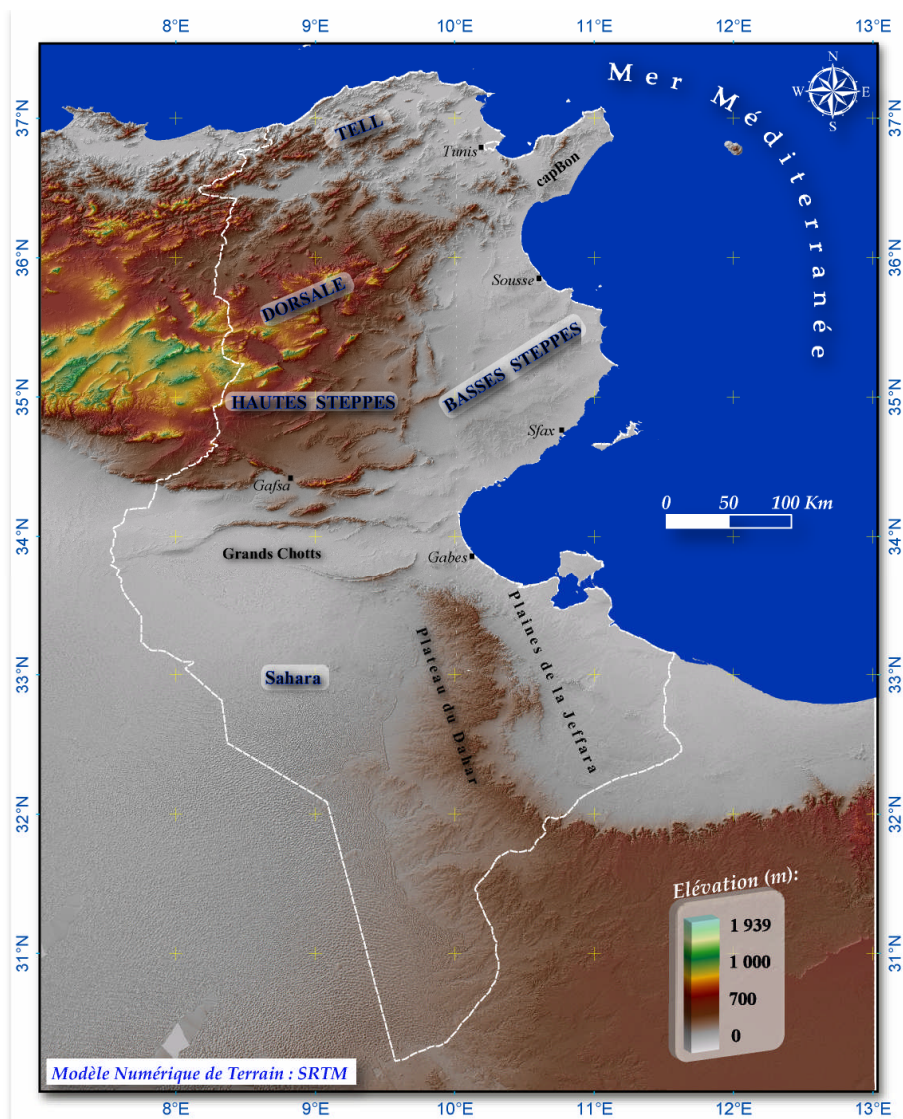

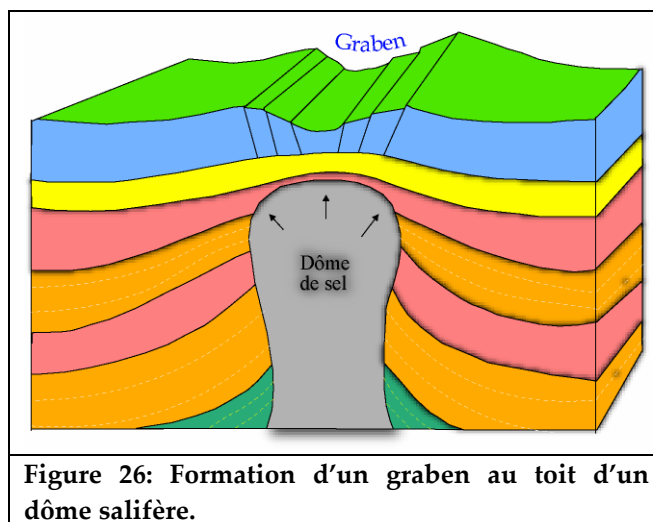


Figure 25: Ensembles orographiques de la Tunisie.

A l'Actuel, et depuis le Miocène, la Tunisie est sous la dominance d'une phase majeure de compression dont l'axe σ_1 est de direction NW - SE qui devient, au Quaternaire, NNW-SSE (Jauzein, 1967 ; Turki, 1985 ; Zargouni, 1985 ; Rouvier, 1977 ; Ben Ayed, 1993 ; Bouaziz, 1995). La persistance jusqu'aux époques récentes de cette phase est témoignée par l'activité sismique de la Tunisie.

 En Tunisie et en dehors du contexte tectonique global, d'autres facteurs peuvent influencer la tectonique régionale : la remontée sel Triasique (Figure 26). Cette remontée elle même est une conséquence de phases de déformation mais elle a l'influence sur la structuration ultérieure.



Dans ce qui suit, nous nous concentrerons donc sur le sujet de notre étude, sismo-tectonique de l'Atlas méridional de la Tunisie, en essayant de présenter une image la plus claire possible de ses caractéristiques sismo-tectoniques et morphologiques.

I - Inventaire des données sismo-tectoniques

A l'échelle de la Tunisie, deux cartographies sismo-tectonique ont été réalisées (Figure 27). La carte sismo-tectonique de la Tunisie, illustrée dans la Figure 27-b est élaborée à l'échelle du 1/500.000^{ème} par Hfaiedh et al. en 1991 et publiée par l'Institut National de la Météorologie (I.N.M) dans le cadre du Programme National de Réduction du Risque Sismique.

L'élaboration de cette carte a fait l'objet d'une coopération scientifique entre l'Institut National de la Météorologie et "l'Institute of Earthquake Engineering and Engineering Seismology de SKOPJE" (République de Macédoine). Cette carte constitue un outil de base pour la zonation sismo-tectonique qui a abouti à la délimitation des provinces sismo-tectoniques de la Tunisie et ce pour les besoins du calcul de l'aléa sismique pris en considération dans le projet du code parasismique tunisien. Le programme a été achevé vers la fin de l'année 1992.

En ce qui concerne l'élaboration de la carte, deux volets essentiels ont été présentés : la sismicité (historique et instrumentale) et la tectonique. Mais puisque le degré de confiance ou de fiabilité n'est pas le même, nous avons préféré présenter les données historiques et instrumentales séparément.

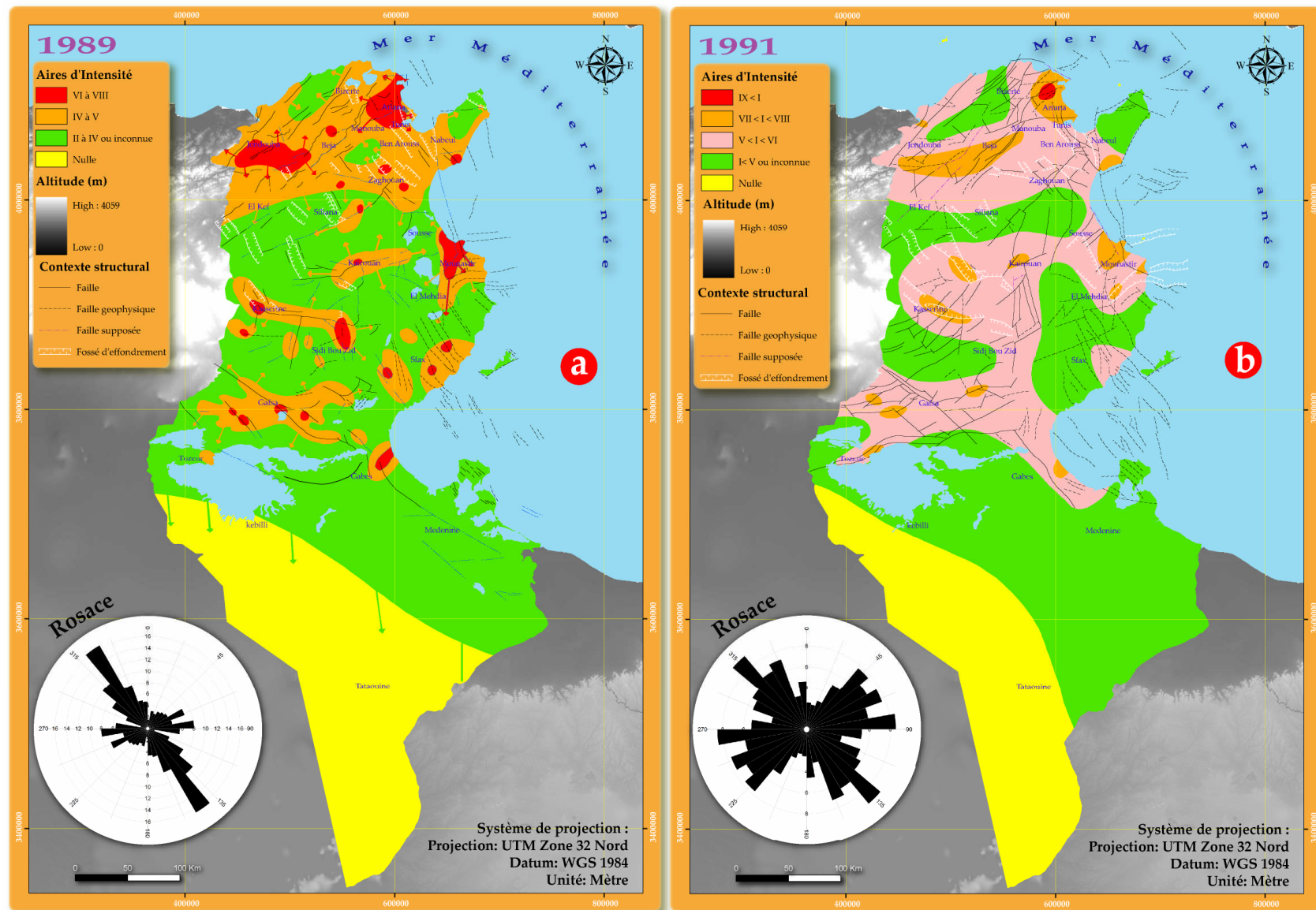


Figure 27: Cartes sismo-tectonique de la Tunisie et leurs rosaces : a- A l'échelle du 1/1.000.000^{ème} (Ben Ayed & Zargouni, 1989) ; b- A l'échelle du 1/500.000^{ème} (Hfaiedh et al., 1991).

I-1 - Sismicité historique

Les indications historiques de la sismicité en Tunisie permettent de considérer que l'activité sismique dans cette zone existait bien dans le passé. En effet, plusieurs tremblements de terre ont pu marqué l'histoire de la région grâce à l'ampleur des désastres qu'ils provoquent.

Mais, les données historiques dépendent fortement du degré de peuplement dans la région, puisque elles se basent essentiellement sur le témoignage des gens de l'époque : par exemple, un tremblement de Terre dans une région dépeuplée ne va pas être évoqué dans les catalogues historiques.

En Tunisie, entre les années 410 et 1973 et d'après le [catalogue des séismes tunisiens de 410 à 1973](#) fourni par l'I.N.M, le littoral et le Grand Tunis ont présenté un potentiel sismique assez important, se traduisant par plusieurs séismes destructifs (*Figure 28*) donc les plus importants sont évoqués dans le *Tableau 5*.

Tableau 5 : Principaux séismes en Tunisie pendant la période 410-1973 (d'après le [catalogue des séismes tunisiens de 410 à 1973](#)).

Date	Caractéristiques et conséquences
410	Destruction à Utique, avec fissures dans le sol, plusieurs répliques pendant une semaine.
854 ou 855	treize villages détruits aux environs de Kairouan, affaissement du sol.
Décembre 856	A Tunis, 45 000 victimes ensevelies sous les ruines, très vaste extension.
1758	A Tunis, grand nombre de maisons détruites ; plusieurs milliers de morts sous les ruines ; dégâts à Constantine.
6 janvier 1887	Ressenti à Tunis, dégâts considérable à Eljem.
1952	Forte secousse ressentie à Bou Fichta la nuit, fissures dans quelques constructions.
20 février 1957	Une très importante secousse de magnitude 5,6 : 13 morts, 102 blessés dans les Douars Sidi ABID, Sidi Touil, importants dégâts.
12 Août 1958	Secousse inscrite à Tamanrasset et Messine. Ressenti fortement dans la région d'El Djem où l'amphithéâtre romain a été endommagé ;
21 janvier 1961	Secousse enregistrée dans plusieurs observatoires ; légers dégâts à Monastir (Int 6 à 7) ; fortement ressentie à Sousse, Moknine, Ksar Hellal ;
18 février 1962	Forte secousses dans la région de Gafour, avec dégâts (Int 7 à 8) à Oum Zid, (Intensité 6 à 7) à el Akhouat et Gafour. Epicentre : 36° 3N 09°3E
1 décembre 1970	Fortes secousses ressenties dans le gouvernorat de Tunis, Bizerte et Béja : épocentre 36°90N 09°95 E (Intensité 7 à 8), magnitude 5,1. Localités les plus touchées : Saïda (Intensité 6), Sidi Thabet, (Intensité 7 à 8), Chouat (Intensité 7), Djedaida (Intensité 6 à 7)...
12 décembre 1970	Fortes secousse ressenties dans le gouvernorat de Tunis, Bizerte et Béja : épocentre 36°95N 10°00E (Intensité 7 à 8), magnitude 5,4. Localités les plus touchées : Sidi Thabet, (Intensité 7 à 8), Chouat (Intensité 7), Djedaida (Intensité 6 à 7)...
1 mars 1972	Secousse enregistrée et ressentie dans la région de Sousse. Localités les plus touchées : Kalâa Kébira (Intensité 4 à 5), Hammam Sousse et Akouda (Intensité 4), Monastir (Intensité 2), Sousse et Sidi Bou Ali (Intensité 4).

La densité des données historiques dans ces deux zones peut être expliquée par l'importance de la densité de population dans ces régions par rapport au reste du pays. Ainsi, les informations sismiques collectées relative à ces régions sont plus disponibles. Cela peut être

confirmé par le faible potentiel sismique historique de la zone des chotts (qui était peu peuplée) alors qu'elle est actuellement très active (Figure 29).

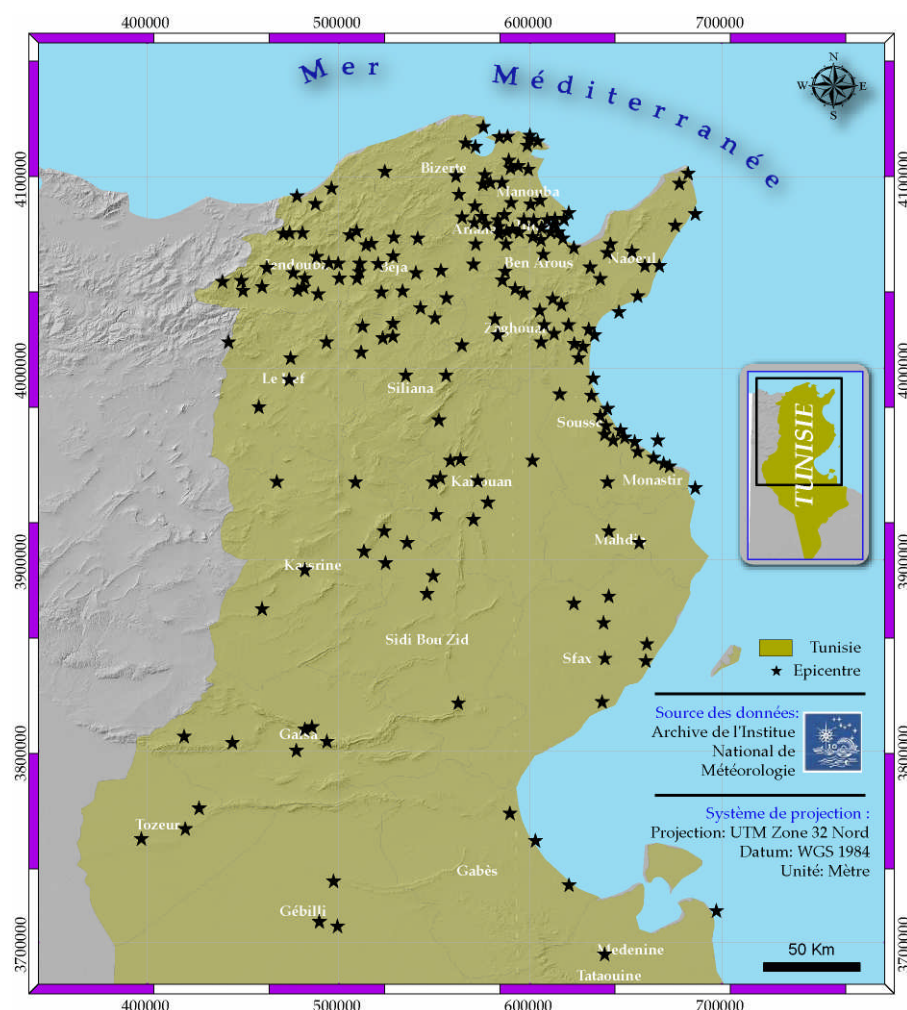


Figure 28: Epicentre des séismes ressentis entre 410 et 1973 (d'après le catalogue des séismes tunisiens de 410 à 1973).

I-2 - Sismicité instrumentale

Les données instrumentales de la sismicité proviennent de l'Institut National de Météorologie (I.N.M) ; elles correspondent aux données instrumentales enregistrées depuis 1970 (dès que le réseau sismographique est opérationnel) jusqu'à 2005 (Figure 29). Il s'agit d'une sismicité généralement faible à modérée (magnitude < 5).

L'activité sismique dans la plate-forme saharienne est quasiment absente.

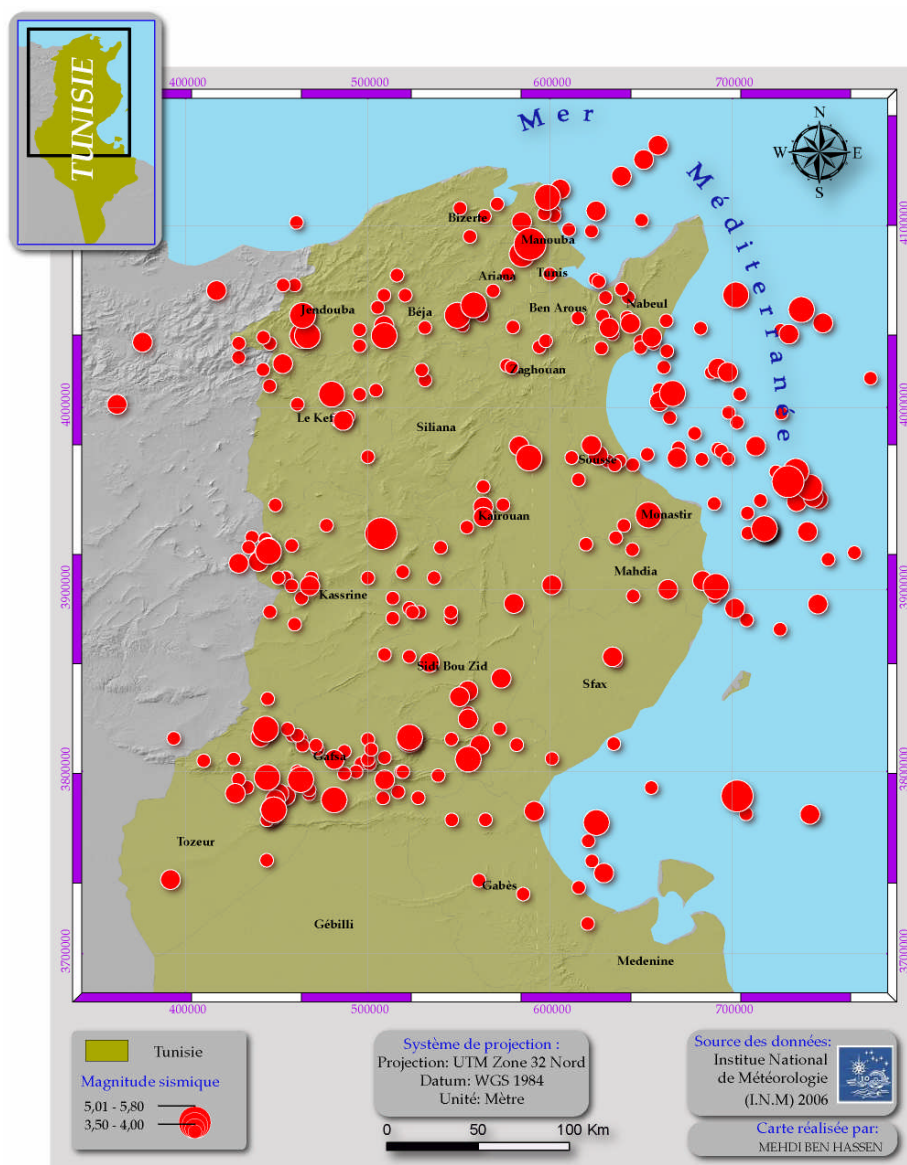


Figure 29 : Epicentre des séismes en Tunisie ($M > 3.5$) depuis 1970 jusqu'à 2005 (d'après l'I.N.M.).

Plusieurs paramètres interviennent pour pouvoir estimer l'ampleur d'une zone du point de vue de la sismicité tels que les mécanismes au foyer, la répartition spatiale des épicentres, la profondeur des séismes, etc.

II - Mécanismes au foyer

D'après les données et les catalogues sismiques de l'Institut National de la Météorologie (I.N.M.), du Centre Séismologique International (CSI) ou du Centre Sismologique Euro-Méditerranéen (CSEM), la Tunisie n'est pas épargnée par des tremblements de terre, mais, comparée à l'Algérie, il s'agit d'une sismicité relativement faible.

Pour comprendre le régime sismique d'une zone, il est quasiment primordial de passer par la représentation des mécanismes au foyer.

Souvent, pour chaque événement sismique, le mécanisme au foyer relatif est calculé à partir des données des différents réseaux sismiques large bande mondiaux : Harvard, ETH Zurich, INGV, etc.

Puisqu'il existe de nombreuses stations réparties sur la surface du globe, il est possible de déterminer, pour chacune d'entre elles, la nature du premier mouvement reçu sur l'enregistrement. Aux vues des quadrants, il est à priori impossible de distinguer le plan de faille du plan auxiliaire (plan perpendiculaire au plan de faille) à partir des deux plans nodaux. Seules les données de terrain permettent de choisir entre ces deux plans.

Donc, pour la cartographie sismo-tectonique en Tunisie, nous avons sélectionné le réseau qui a utilisé le maximum de stations dans la représentation du mécanisme au foyer. Souvent, le réseau **Harvard** est le plus fréquemment utilisé. Les données d'entrée pour la cartographie des mécanismes au foyer en Tunisie sont illustrées dans le *Tableau 6*.

En Tunisie, les mécanismes au foyer, dans la plupart des cas, peuvent être interprétés comme étant essentiellement des failles inverses, ce qui confirme le régime compressif en Tunisie (*Figure 30*) et qui caractérise globalement l'ensemble du Nord de l'Afrique.

Tableau 6: Données d'entrée pour la cartographie des mécanismes au foyer en Tunisie : d'après le Centre Séismologique International pour la période 1900-2008 (cartographiées dans la Figure 30).

Lon	Lat	Depth (Km)	mrr	mtt	mpp	mrt	mrp	mtp	iexp	x	y	Date
11.7040	38.2052	03.6	1.130	-1.230	0.100	0.200	-0.220	-0.510	20	11	38	1979/12/08
6.7610	36.4600	33.0	1.310	-5.510	4.190	0.640	-2.370	-2.780	20	7.2	37.7	1985/10/27
13.2774	33.1973	20.8	-1.500	1.610	-0.120	2.800	-0.570	-5.410	20	0	0	1988/03/26
11.6300	35.6260	10.0	-1.180	4.540	-3.360	0.000	0.000	-3.750	20	12.5	36.5	1989/01/03
11.9410	33.9850	05.0	0.630	-4.840	4.210	0.000	0.000	-5.070	20	12.5	33.3	1990/11/11
8.3330	34.1590	05.0	5.770	-5.610	-0.160	-1.630	-2.320	-2.930	20	7	32.5	1992/06/12
12.3660	35.0390	26.1	-0.200	-5.920	6.120	1.880	-0.970	-7.180	20	11.8	35	1993/09/10
8.2370	35.3160	10.0	-2.170	2.950	-0.770	9.590	-0.610	-8.410	20	6.5	34.5	1995/09/22
8.2860	33.9610	10.0	3.590	-3.290	-0.300	-0.110	-0.010	-1.550	20	8	32	1997/03/20
11.9530	38.3020	17.2	3.058	-1.837	-1.221	-1.640	-1.438	-0.558	20	0	0	1999/12/30
10.1010	40.9760	09.0	1.840	0.116	-1.955	-0.040	0.198	-0.353	20	0	0	2000/04/26
10.1140	40.9140	06.0	3.891	0.090	-3.981	-0.690	0.198	-1.080	20	0	0	2000/06/27
4.9550	36.1890	10.0	0.300	-1.860	1.560	-1.880	-2.340	-6.550	20	0	0	2000/08/18
9.9010	36.0570	52.8	5.134	0.088	-5.222	-3.057	-0.535	-0.214	20	9.9	37.7	2001/08/12
13.9880	37.7790	05.0	-1.288	0.851	0.437	0.778	0.032	-0.628	20	0	0	2001/11/25
7.2760	35.5190	10.0	-0.212	1.305	-1.092	0.106	-0.821	-1.010	20	6.5	35.3	2001/12/13
6.1470	35.5100	63.3	0.757	-3.988	3.231	0.025	-1.180	-2.791	20	6.5	37.7	2002/01/31
9.8750	35.9230	10.0	5.760	1.440	-7.190	3.040	-0.900	-0.450	20	9	37.7	2002/06/24
13.6802	38.3675	26.6	2.205	-1.344	-0.861	-1.319	-0.757	-0.936	20	0	0	2002/10/02
7.2128	36.8597	05.0	-3.722	-2.194	5.916	-5.094	-2.441	-0.261	20	8	37.7	2003/09/20
10.9121	36.2285	10.0	1.239	-0.623	-0.615	-1.118	-1.736	-1.871	20	12	37.2	2005/02/07
10.8511	36.2309	14.2	3.239	-0.972	-2.268	-2.080	-1.882	-1.277	20	10.9	37.7	2005/02/07
7.0430	34.0910	10.0	0.777	1.050	-1.820	0.409	-0.744	-1.370	20	6.5	33.5	2007/07/09

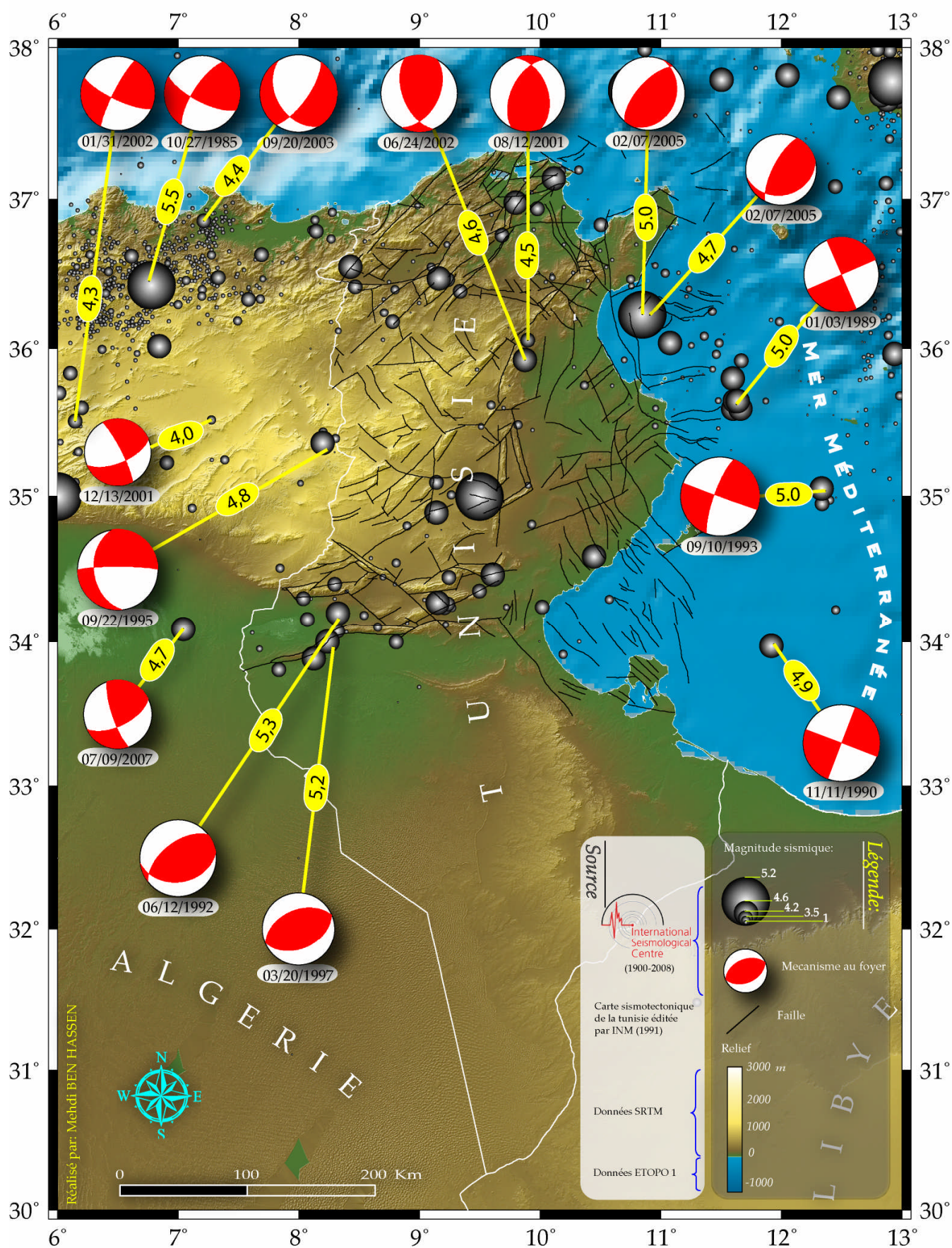


Figure 30: Carte sismo-tectonique de la Tunisie et de l'Algérie orientale (Magnitude sismique et les paramètres des mécanismes au foyer proviennent du Centre Séismologique International ; les données topographiques sont extraites à partir du SRTM ; les données bathymétriques sont extraites à partir de l'ETOPO 1 ; les failles proviennent de la carte sismo-tectonique de la Tunisie éditée par l'INM en 1991).

A une échelle plus locale, plusieurs auteurs ont présenté quelques mécanismes au foyer à partir des données I.N.M.. Ainsi, [Kacem \(2004\)](#) a calculé les mécanismes au foyer relatifs à sept événements sismiques dans la zone nord-est de la Tunisie. Le *Tableau 7* et la carte de localisation des mécanismes au foyer (*Figure 31*) représentent la synthèse de l'auteur. La principale constatation tirée de ce travail est que l'ensemble des mécanismes au foyer calculés, et malgré la diversité de ses types (failles inverses, failles normales, décrochements, failles inverses décrochantes ou failles normales décrochantes) est compatible avec l'existence d'un régime compressif existant à l'échelle régionale avec un serrage de direction NW-SE. Cependant, et selon [Kacem \(2004\)](#), l'apparition du régime distensif dans certaines zones est justifiée par la permutation locale des contraintes régionales σ_1/σ_2 à l'intérieur des structures distensives préexistantes d'âge mio-pliocènes et dont les directions sont sub-parallèles à la contrainte régionale σ_1 . Ceci indique que ces zones constituent toujours un domaine d'une déformation distensive locale.

Tableau 7: Paramètres (la convention Harvard CMT) des mécanismes au foyer (calculés par [Kacem, 2004](#)).

Long	Lat	Prof	str1	dip1	rake1	str2	dip2	rake2	sc	iexp	X	Y	Date
9.6	37.1	9.1	73	31	115	225	62	76	4.0	24.0	9.7	37.27	02/19/1993
9.7	37.1	5.6	83	38	-41	207	66	-121	4.3	24.0	10.0	37.27	05/26/1995
9.63	36.99	7.2	79	45	169	177	82	45	3.7	24.0	9.4	37.27	01/14/2001
10.6	36.69	10.0	155	35	-19	261	79	-124	4.1	24.0	10.75	36.55	05/26/2001
10.12	36.91	6.1	162	79	167	255	77	12	3.3	24.0	10.35	37.15	06/08/2001
10.56	36.72	3.5	50	77	-38	150	53	-164	3.7	24.0	10.75	36.80	09/06/2001
10.06	36.78	25.0	141	51	108	293	42	69	3.3	24.0	10.6	37.00	10/26/2001

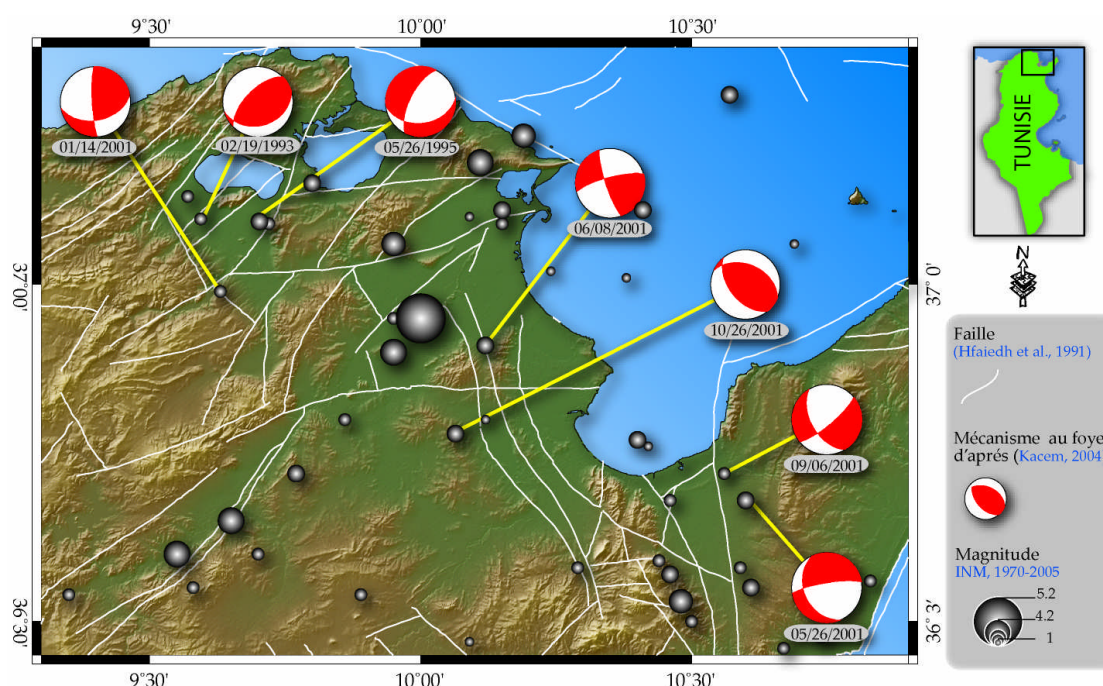


Figure 31: Représentation des mécanismes au foyer calculés par [Kacem \(2004\)](#) : L'ensemble de ces mécanismes montre un régime régional compressif avec un serrage de direction NW-SE. Mais, dans certaines zones, des structures distensives préexistantes interviennent localement par la permutation des contraintes régionales.

III - Répartition spatiale des épicentres en Tunisie

En Tunisie, et d'après les données du catalogue ISC, nous pouvons distinguer quatre zones à potentiels sismiques relativement importants traduisant la persistante de l'activité tectonique (Figure 32). L'emplacement et la direction de ces zones suggèrent l'existence d'un lien entre eux et le cadre structural de la zone (présence d'un accident tectonique majeur dans la zone) :

◆ **Zone 1:** Cette zone est orientée E-W en Algérie orientale et puis elle s'infléchit vers le NE en Tunisie orientale. Elle couvre la zone des Diapirs de roches triasiques. Malgré, les magnitudes faibles, et d'après les données historiques, plusieurs séismes ont été la cause de dégâts matériels (Dlala, 1995). Cette structure se superpose à un "linéament" d'anomalies gravimétriques décrit par Jallouli et al. (2002) suite aux traitements des données de

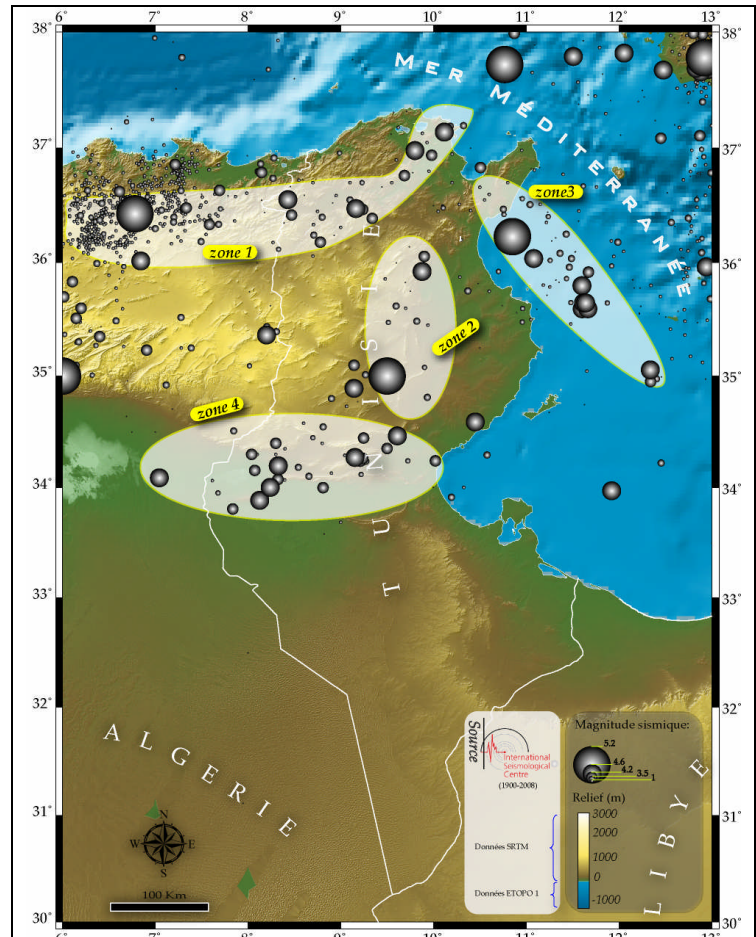


Figure 32: Zonage sismique en Tunisie mettant en évidence quatre zones à potentiels sismiques relativement importants.

subsurface, et dont la direction prédominante est E-W d'où le nom EWTA (est-west-trending gravity anomaly). De même, ce "linéament" peut être mis en évidence grâce au réseau hydrographique et à la topographie du terrain (Figure 33).

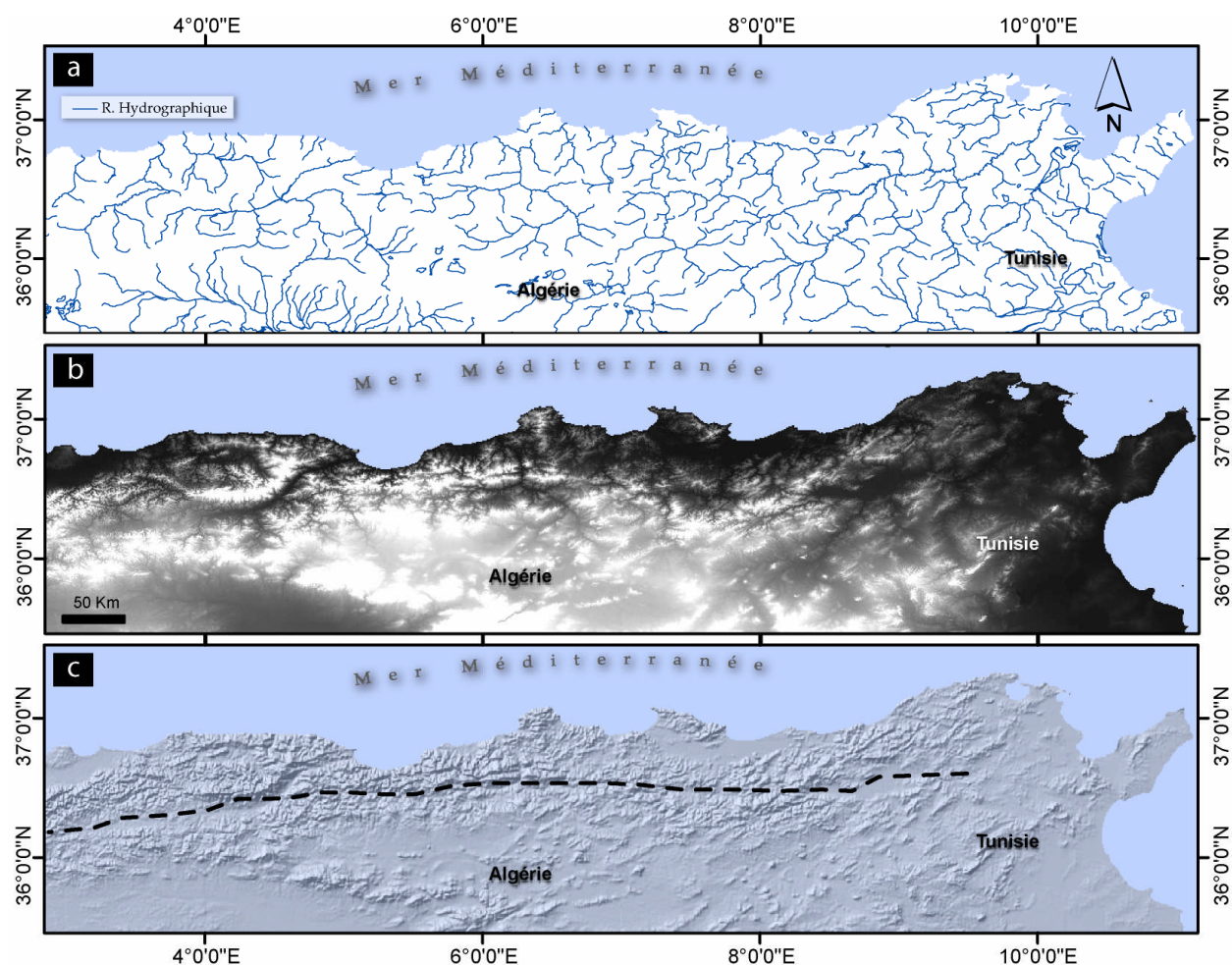


Figure 33: Linéament (c) décrit par le réseau hydrographique (a) et mis en évidence par la topographie du terrain (b). Ce Linéament (en pointillé) peut correspondre à un accident tectonique. (Source de réseau hydrographique : DCW ; Topographie : MNE GTOPO30).

- ◆ **Zone 2 :** Cette zone est orientée N-S. Elle couvre le domaine de l'axe Nord-Sud. Ainsi, ces épicentres marquent la bordure orientale du bloc atlasique
- ◆ **Zone 3 :** De direction NW-SE, cette zone se situe au large de Hammamet. Elle se distingue par une fréquence sismique importante. Cette zone se prolonge au NW, sur le continent, pour couvrir le graben de Grombalia (cap Bon).
- ◆ **Zone 4 :** Cette zone est située l'Atlas méridional de la Tunisie. Les épicentres se concentrent de part et d'autre de la faille de Gafsa

IV - Profondeurs des séismes en Tunisie

D'après les données du catalogue ISC, la profondeur des hypocentres à l'échelle de la Tunisie a rarement dépassé les 40 Km entre les années 1900 et 2008. Ce qui veut dire que les séismes sont superficiels (Figure 34).

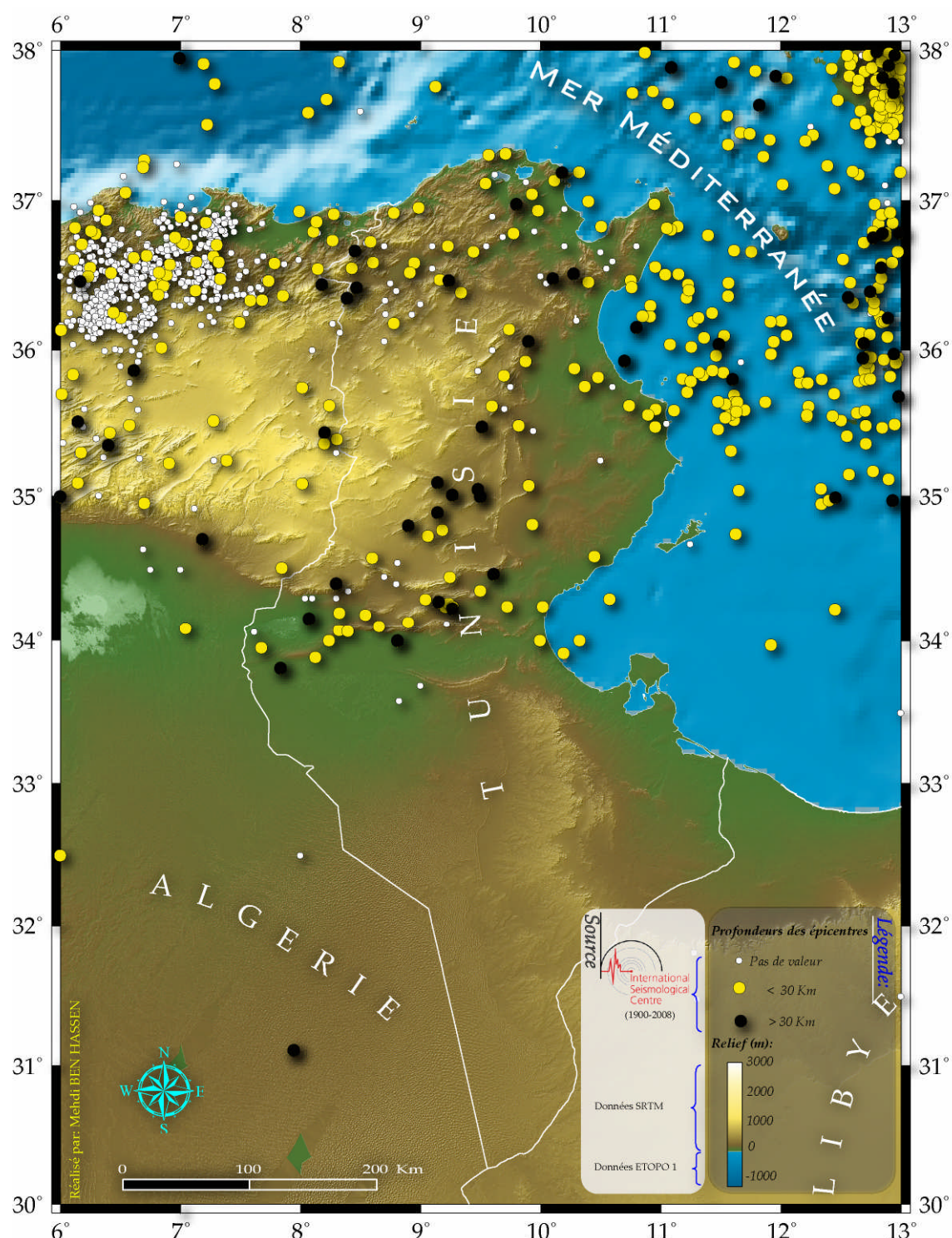


Figure 34: Profondeur des épicentres en Tunisie et en Algérie orientale montrant une sismicité superficielle.

V - Répartition des événements sismiques dans le temps en Tunisie

En se basant sur les données du catalogue ISC (1920-2008), le graphique illustrant le nombre des seismes en Tunisie par décennie (Figure 35) ne semble pas décrire l'état réel de la sismicité en Tunisie, en témoigne la petite quantité d'événements sismiques évoqués dans ce catalogue par rapport aux autres catalogues (par exemple celui de l' I.N.M.).

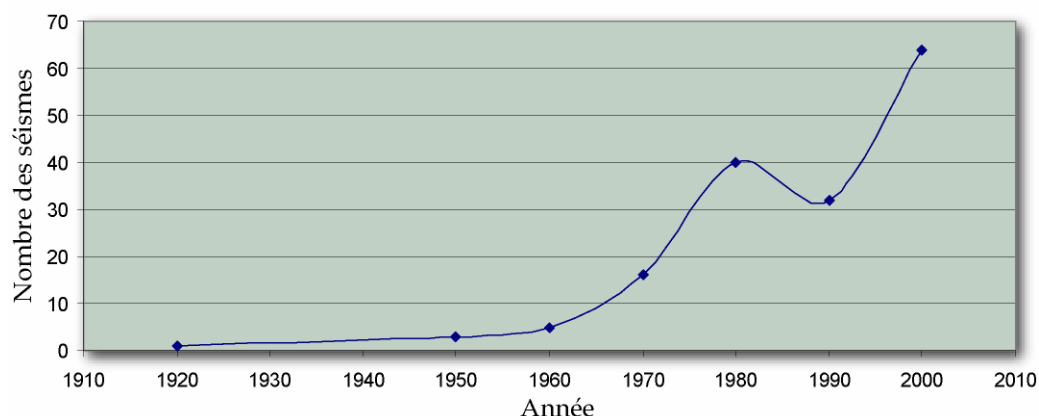


Figure 35 : Nombre des séismes en Tunisie par décennie (d'après le catalogue [ISC, 2008](#)). (Sans prise en compte de la magnitude ou de la profondeur des séismes).

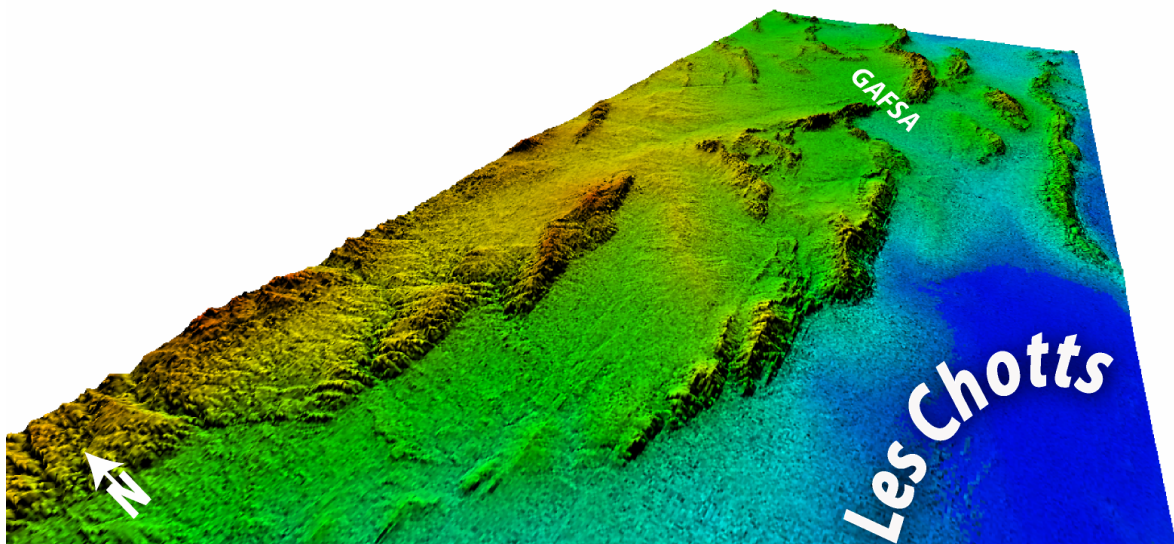
VI - Conclusions de la 1^{ère} partie

Dans un contexte méditerranéen sismiquement perturbé, la Tunisie se place parmi les pays les moins touchés par les événements sismiques (*Figure 15*). Ces événements se caractérisent par leurs magnitudes modérées à faibles et par leurs profondeurs superficielles (*Figure 34*). Le calcul des mécanismes au foyer (*Figure 30*) permet de déduire qu'il s'agit globalement d'un régime compressif NW-SE qui règne sur l'ensemble du territoire tunisien.

Bien qu'il ne soit pas possible d'établir une corrélation temporelle entre les événements sismiques (*Figure 35*), la cartographie des épicentres a permis la délimitation de quatre zones (*Figure 32*) qui présentent un potentiel sismique relativement important.

Parmi ces zones, nous avons suggéré, en se basant sur le facteur de la concentration des événements sismiques, que l'étude de la zone 4, située dans l'Atlas méridional de la Tunisie, pourra être de grande importance. L'étude sismo-tectonique, morphologique, géologique et structurale, présentée dans la deuxième partie, visera à améliorer nos connaissances sur le régime sismo-tectonique de la Tunisie.

Caractéristiques sismo-tectoniques, géomorphologiques, structurales et géologiques de l'Atlas méridional de la Tunisie



DEUXIEME PARTIE : Caractéristiques sismo-tectoniques, géomorphologiques, structurales et géologiques de l'Atlas méridional de la Tunisie

<i>Chapitre I - Etude sismo-tectonique de l'Atlas méridional de la Tunisie</i>	<i>56</i>
<i>Chapitre II - Aperçu géologique sur l'Atlas méridional de la Tunisie.....</i>	<i>62</i>
<i>Chapitre III - Analyse géomorphologique.....</i>	<i>93</i>
<i>Chapitre IV - Interprétation structurale des indices morphométriques et identification des déformations récentes</i>	<i>186</i>

L'Atlas Tunisien fait partie de l'orogénèse alpine d'âge Tertiaire - Quaternaire, issu du rapprochement et de la collision des plaques Eurasie et Afrique.

Depuis le Miocène moyen, la convergence continue des plaques Afrique et Eurasie, avec un taux actuel de raccourcissement de 5 mm/an (Argus et al., 1989), s'exprime par des phases de compression avec un axe de serrage Nord-Sud à NW-SE, associées parfois à une extension avec un axe d'allongement NE-SW par permutation de contraintes $\sigma_1 / \sigma_2 / \sigma_3$.

La sismicité traduit la poursuite de cette déformation compressive selon une direction de raccourcissement NW-SE.

Cette partie sera consacrée à l'étude sismo-tectonique, morphologique, géologique et structurale de la zone d'étude.

La zone d'étude s'étale de FOUSSENA (Kasserine) au Nord jusqu'à KEBILI au Sud couvrant ainsi une surface totale de 48122 Km². Les coordonnées géographiques et cartésiennes des extrémités de la zone étude sont présentées dans le *Tableau 8*.

Tableau 8 : Coordonnées des extrémités de la zone d'étude.

	Coordonnées géographiques	Coordonnées cartésiennes (UTM, zone 32N)
X Max	9°,948	586106,881 m
X Min	7°,109	324727,163 m
Y Max	35°,351	3912406,535 m
Y Min	33°,680	3728283,325 m

La tectonique et la sismicité de l'Atlas méridional de la Tunisie ont été l'objet de plusieurs études et travaux de recherches (Figure 36) : Coque (1962), Zargouni (1985), Boukadi (1994), Bedir (1995), Zouari (1995), etc.

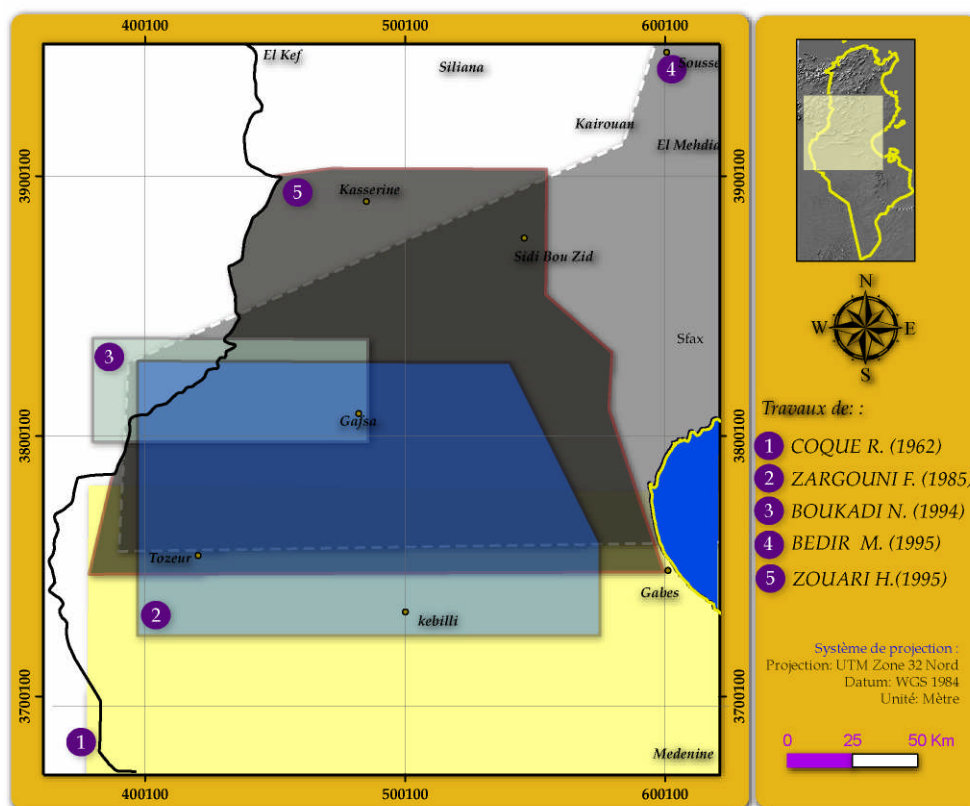


Figure 36: Localisation de quelques travaux de recherches précédents dans la zone d'étude.

Chapitre I - Etude sismo-tectonique de l'Atlas méridional de la Tunisie

D'après les données fournies par l' I.N.M., les zones des chotts (plus précisément à proximité de la faille de Gafsa) présentent une remarquable concentration des épicentres (*Figure 37*). Cela peut être un indice de la persistance de l'activité tectonique de certaines failles.

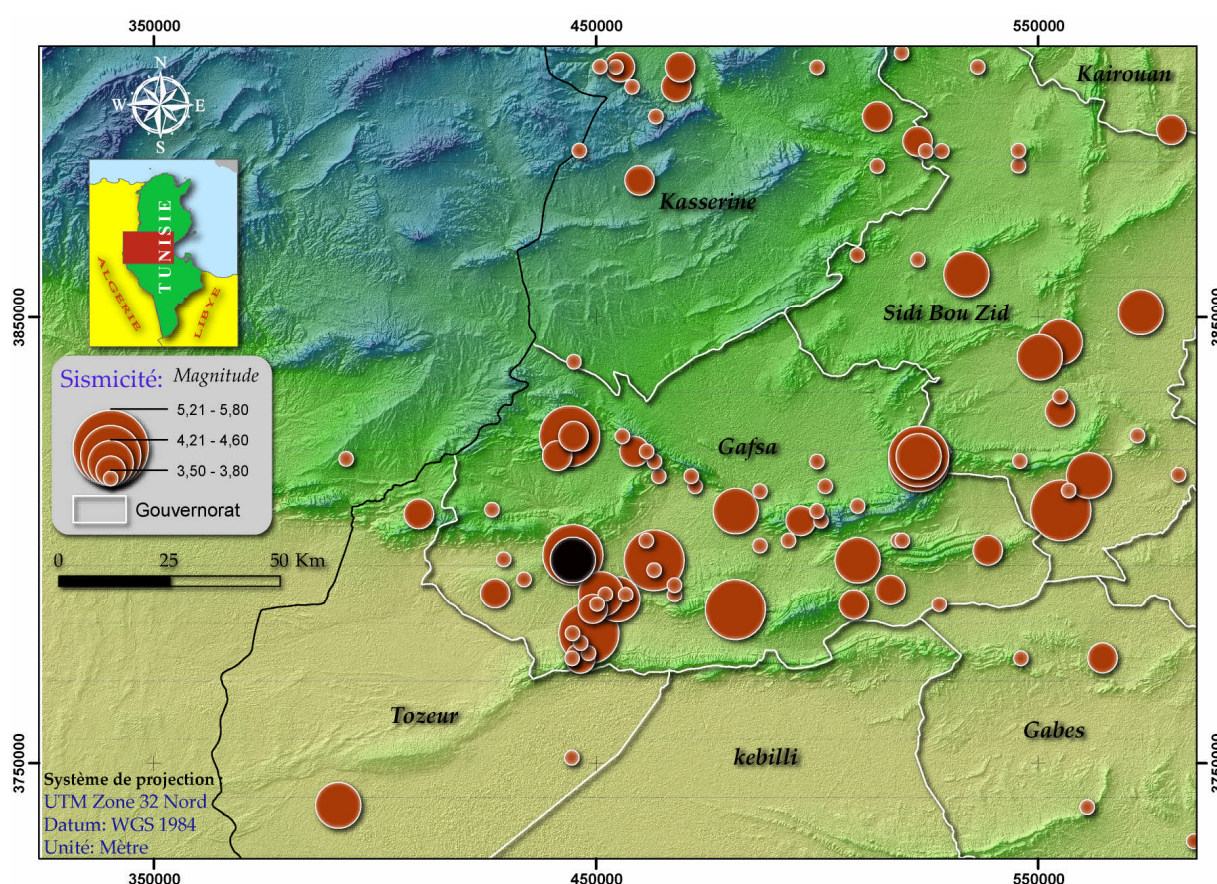


Figure 37: Sismicité de l'Atlas méridional de la Tunisie pour la période 1970- 2005 (source : catalogue de l' I.N.M.). L'épicentre représenté en noir est celui du séisme du 7 Novembre 1989 étudié par [Dlala et Hfaiedh \(1993\)](#).

Par exemple, l'étude menée par [Dlala et Hfaiedh \(1993\)](#) suite au séisme du 7 Novembre 1989 (représenté par un cercle noir dans la *Figure 37*), $M_s=4.4$, profondeur $=6 \pm 2$ Km et qui a eu lieu à proximité de la ville de Metlaoui, a permis d'établir un lien direct entre la production de cet événement sismique et l'activité de la faille E-W de Metlaoui-Mtalga. La solution du mécanisme focal calculé par les auteurs, en se basant essentiellement sur les mesures enregistrées par le réseau télémétré de la Tunisie et un réseau temporaire portatif implanté pour la mesure des

répliques sismiques, a traduit un régime décrochant avec un axe de raccourcissement de direction NW-SE, ce qui est en parfaite harmonie avec le régime géodynamique convergent de l'Afrique et l'Eurasie. En surface, l'énergie libérée par cet événement s'est matérialisée par une fracture majeure, d'une longueur qui dépasse les 500 m, correspondant à un décrochement dextre.

Les événements sismiques qui ont affecté l'Atlas méridional de la Tunisie pendant la période 1990- 2005, sont illustrés dans le *Tableau 9*. Ces données, recueillies auprès de l' I.N.M., ne renferment pas les profondeurs des foyers.

Tableau 9: Evénements sismiques ($M > 3.5$) dans la zone d'étude pendant la période 1990-2005 (Source : catalogue de l' *I.N.M.*). La totalité de ces événements entre 1970-2005 est illustrée dans la *Figure 37*. Les lignes en jaune correspondent aux séismes étudiés par la suite.

Date (M/J/A)	Magnitude	Localité	Date (M/J/A)	Magnitude	Localité
06/27/1990	3,80	GAFSA	08/31/1995	4,10	J. CHAAMBI
08/08/1990	3,90	J. CHEMSI	09/22/1995	3,50	AOUN AMEUR
11/15/1990	4,80	METLAOUI	09/23/1995	3,90	HIDRA
03/15/1991	3,60	GAFSA	02/02/1996	3,70	NEDJILET
12/25/1991	3,50	J. STAH	03/29/1996	4,30	J. KEBAR
03/13/1992	4,50	J. BOU-HEDMA	08/13/1996	3,60	CHEBIKA
03/18/1992	4,00	SABKHET ENOUAL	11/15/1996	3,70	J. BEN YOUNES
06/19/1992	3,70	J. KERFAN	01/02/1997	3,50	NW SKHIRA
06/19/1992	4,50	J. KERFAN	03/20/1997	4,70	REDEYEF-MET
06/20/1992	3,50	J. KERFAN	03/20/1997	4,10	J. BOURAMLI
06/26/1992	4,00	J. KERFAN	03/21/1997	4,10	J. BOURAMLI
07/15/1992	3,50	J. BOURAMLI	03/21/1997	3,60	J. HAMRA
07/16/1992	3,50	J. HAMADI	03/21/1997	3,80	J. HAMRA
06/11/1992	3,60	J. KERFAN	03/21/1997	3,70	J. LESSOUDA
06/11/1992	3,50	J. KERFAN	09/29/1997	3,60	J. SEHIB
06/12/1992	3,60	MDHILA	10/25/1997	3,80	EL GUETAR
06/12/1992	3,50	MDHILA	12/18/1997	3,50	EST DE GUETAR
06/12/1992	3,70	MDHILA	03/10/1998	3,60	J. HAFEY
06/12/1992	4,90	MDHILA	01/30/1999	3,60	BOUCHEBKA
06/07/1993	3,50	J. AZIZA GABES	05/30/1999	3,60	J. BOU RAMLI
01/18/1994	3,50	METLAOUI	12/09/1999	3,90	J. KRECHEMKELB
01/21/1994	3,50	J. HAMRA	01/16/2000	3,50	J. ORBATA
04/16/1994	4,10	METLAOUI	01/31/2000	3,90	NORD TOZEUR
05/27/1994	3,80	J LESSOUDA	10/17/2000	3,60	J. BERDA
07/22/1994	4,20	TOZEUR	01/13/2001	3,60	EL GUETTAR
05/08/1994	4,30	J. ZEBBEUS	01/13/2001	3,90	EL GUETTAR
10/29/1994	3,70	GUETAR	03/15/2002	3,50	SW SIDIBOUZID
05/11/1994	4,50	METLAOUI	03/14/2003	3,50	N/O EL AYACHA
02/01/1995	3,70	SUD METLAOUI	03/17/2003	3,80	STATION ZANNO
09/04/1995	3,90	J SAMMAMA	03/04/2003	3,60	REGION DE DJE
11/08/1995	3,70	J BOUHEDMA	09/05/2003	3,70	S EL HAMA
11/08/1995	3,90	SBEITLA	06/12/2003	3,80	GAFSA
11/08/1995	3,60	MRILLA SBEITLA	12/30/2003	3,90	S BOU HAMRANE
08/20/1995	3,90	J. BOU RAMLI	02/15/2004	4,50	SE SIDI BOUZI
08/22/1995	3,70	METLAOUI	05/05/2005	3,70	J. KHERFENE-M

Ce travail sera focalisé sur l'Atlas méridional de la Tunisie et plus précisément sur les événements sismiques des 12-06-1992 et 20-03-1997 (Figure 38).

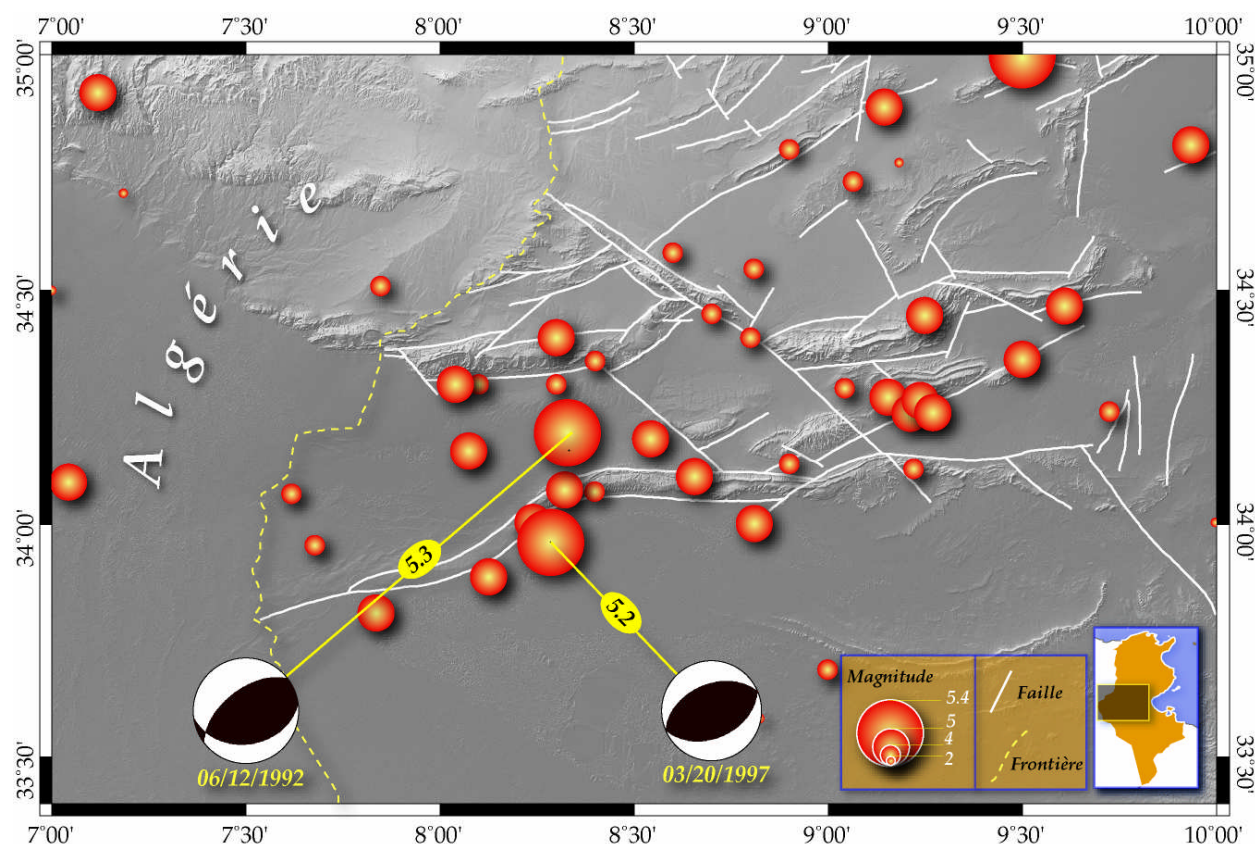


Figure 38: Carte sismo-tectonique de l'Atlas méridional de la Tunisie et les mécanismes au foyer inverses des deux événements sismiques étudiés (Magnitude sismique et les paramètres des mécanismes au foyer proviennent du Centre Séismologique International "ISC").

Pour une meilleure visualisation et corrélation entre les différentes couches d'informations, nous avons réalisé le drapage de la couche des failles. Cette couche est présente sous format shape file (*.shp) d'ESRI. Donc, pour pouvoir l'introduire sous la plate-forme du logiciel GMT "Generic Mapping Tools" (ANNEXE 1), nous avons procédé à l'export vers le format simple fichier texte ASCII à l'aide du logiciel Global Mapper.

D'un point de vue tectonique, l'analyse des failles figurants dans les cartes géologiques à l'échelle 1/100.000^{ème} éditées par l'ONM (Figure 39, a), montre une direction majeure NW-SE (Figure 39, b).

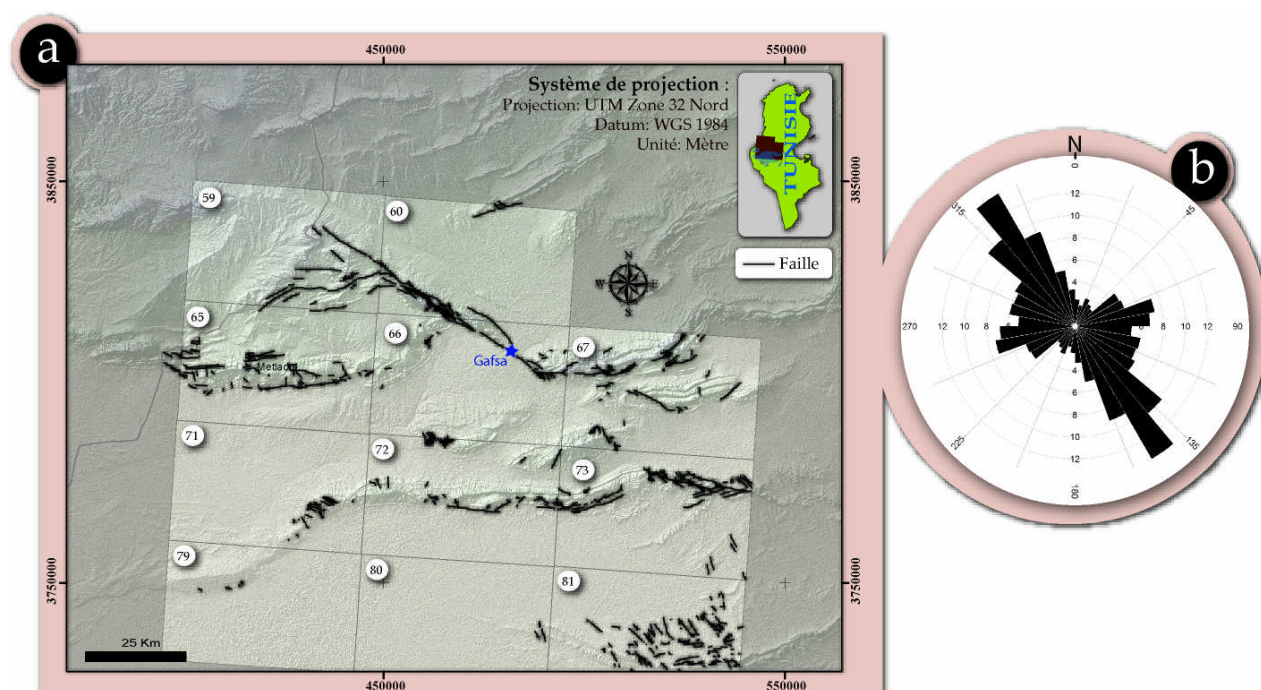


Figure 39: a : Réseau des failles de la zone d'étude (d'après les cartes géologiques à l'échelle du 1/100.000^{ème}) ; b : Directions des failles.

Dans l'objectif d'améliorer la compréhension de l'évolution de la faille de Gafsa (l'accident le plus important sur le terrain), un travail de corrélation des données de surface et de sub-surface a été réalisé par (Boukadi, 1994) et qui a abouti aux résultats suivants : cet accident a fonctionné différemment, dans le temps et dans l'espace entre le bassin nord et le bassin sud :

- du Jurassique au Crétacé inférieur, le régime distensif prédomine ;
- l'halocinèse le long de l'accident de Gafsa a donc démarré à partir du Jurassique et a contrôlé l'évolution géodynamique Mésozoïque des bassins associés.

Tableau 10: Les magnitudes des deux séismes étudiés calculées par des différents centres sismologiques (Auteur) (Source : catalogue du Centre Sismologique International "ISC").

Séisme du 12-juin-1992 :				Séisme du 20-mars-1997 :			
Magnitude	N°sta	Auteur		Magnitude	N°sta	Auteur	
mb	5.2	HFS		mb	5.5	11	MOS
MS	4.5	HFS		MS	4.6	14	MOS
mb	5.5	MOS		mb	5.2	30	NEIC
MS	4.8	MOS		MSZ	4.9	19	NEIC
mb	5.3	67	NEIC	MW	5.0	27	MED_RCMT
MSZ	4.8	15	NEIC	mb	5.1		BJI
mb	5.2	BJI		MS	5.2		BJI
Ms	5.4	BJI		mb	4.6		NAO
md	3.7	ROM		mL	4.3		LDG
mL	5.3	MDD		mL	3.2		MDD
mL	4.5	LDG		mb	4.3	17	EIDC
mb	5.2	69	ISC	mb	5.0	55	ISC
MS	4.8	31	ISC	MS	4.8	35	ISC

L'étude des mécanismes au foyer :

◆ 12-juin-1992 (Tableau 11): ce mécanisme a été calculé par le HRVD: ce séisme présente un mécanisme en faille inverse, avec une légère composante décrochante, l'axe de raccourcissement est de direction NW-SE.

D'après le catalogue de l' I.N.M. (410-2008), cet événement s'est produit à MDHILA, à quatre reprises dans la même journée. Et vu la localisation de trois stations d'enregistrements de secousses sismiques (BERT, GAF, OAR) à proximité de ces secousses, ces données peuvent être de grande fiabilité.

Tableau 11: L'événement sismique du 12-juin 1992 à partir du catalogue de l' I.N.M.

Date	X (UTM zone 32N)	Y (UTM zone32N)	Magnitude	Localité
12-juin-1992	463191,12	3795492,60	4,90	MDHILA
12-juin-1992	467773,18	3789931,44	3,50	MDHILA
12-juin-1992	463182,40	3793274,92	3,70	MDHILA
12-juin-1992	467765,56	3787713,78	3,60	MDHILA

◆ 20-mars-1997 (Tableau 12): ce mécanisme a été calculé par le MED-RCMT à travers 27 stations. Ce séisme présente un mécanisme en faille inverse dont l'axe de raccourcissement est orienté NW-SE.

Tableau 12: L'événement sismique du 20- mars 1997 à partir du catalogue de l' I.N.M..

Date	X (UTM zone32N)	Y (UTM zone32N)	Magnitude	Localité
20-mars-1997	3778929,51	448375,98	4,70	REDEYEF-MET
20-mars-1997	3823305,10	444950,60	4,10	J BOURAMLI
21-mars-1997	3823305,10	444950,60	4,10	J BOURAMLI

D'après ces deux mécanismes, on peut déduire que cette région présente un régime compressif avec une direction de raccourcissement NW-SE.

En deuxième étape, il faut déterminer les failles inverses de la zone d'étude qui peuvent être à l'origine de ces événements sismiques.

Ainsi, la sismicité peut être interprétée comme un indice d'activité de certains accidents tectoniques (Figure 40) : en effet, dans certains secteurs, le traçage des alignements d'épicentres paraît évidente et une relation peut être établie directement, par une simple superposition, entre ces alignements et les failles : cas de la branche de la faille de Gafsa dans la partie de J. Ben Younes et J. Bou Ramli (illustrée en gras dans la Figure 40).

Par contre, dans d'autres cas, la répartition spatiale des épicentres peuvent se révéler insuffisante pour définir la faille active puisque, souvent, la disposition des failles (pendage,

direction, etc.) varie en profondeur. En conséquence, les épicentres, projections à la verticale des foyers sismiques, vont se trouver plus au moins décalés par rapport au tracé des failles en surface. Or, si la région considérée est traversée par plusieurs failles, il sera difficile d'attribuer un épicentre à une faille.

De même, des difficultés sont rencontrées dans les corrélations faille- épicentre dans le cas d'une concentration des épicentres dans une zone très réduite : comme c'est le cas observé à l'ouest de J. Sehib.

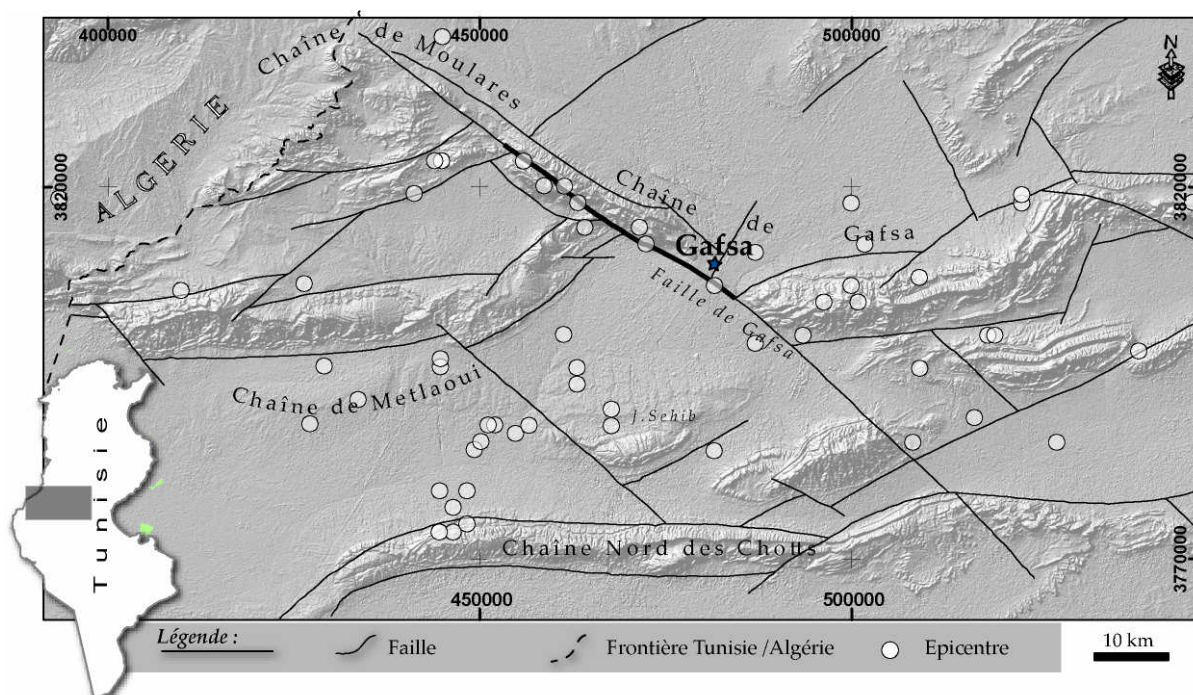


Figure 40: Relation sismicité - tectonique dans la zone d'étude : failles (Hfaiedh, et al., 1991) ; données sismologiques instrumentales (pendant la période 1975–2010) de l'Institut National de Météorologie-Tunis (Pour faciliter l'interprétation, chaque épicentre est représenté uniquement par son emplacement sans indication sur sa magnitude) ; superposition sur les données altitudinales SRTM (Paramètres d'estompage des données SRTM: Azimut= N315°E, Altitude= 45°).

Ainsi, d'autres méthodes peuvent être exploitées pour identifier les failles actives et caractériser leurs géométries et leurs comportements. Parmi ces méthodes s'illustre l'investigation en sub-surface à l'aide des sondages ou des profils sismiques (eg., Saïd et al., 2011 ; Saïd, 2011), mais aussi en exploitant les données de surface (affleurements géologiques, morphologie, structural, etc.).

En effet, l'activation d'un accident tectonique peut être affirmée par les déformations récentes de la surface topographique dans les environnements de ces failles (eg., Kacem, 2004). De ce fait, le chapitre II se chargera de décrire la répartition des affleurements géologiques et le chapitre II sera consacré à l'analyse morphologique du terrain pour essayer d'apercevoir et de quantifier les déformations récentes survenues à l'Atlas méridional de la Tunisie.

Chapitre II - Aperçu géologique sur l'Atlas méridional de la Tunisie

La réponse sismique dépend considérablement du type de matériel, cela a été prouvé par plusieurs études. Dans ce sens, les recherches de [Khomsî \(2005\)](#) sur le sahel de Kairouan ont montré, grâce à l'analyse des profils sismiques, que l'énergie de propagation de l'onde dépend énormément du faciès des formations (ANNEXE 3) traversés. Le tableau synthétique (Tableau 13) évoque l'attribut sismique de quelques formations géologiques dans la zone d'étude.

Tableau 13 : Caractéristiques des formations vis-à-vis la sismicité (d'après [Khomsî, 2005](#)).

Formation	Lithologie	Caractéristiques
Abiod	Calcaires.	- Des réflecteurs continus ; - Une amplitude élevée.
El Haria	Argiles et marnes.	- Une continuité faible à modérée ; - Une fréquence et une amplitude faible à modérées.
Métlaoui, Bou Dabbous et El Guéria	Calcaires	- Le doublet le plus énergétique des réflecteurs paléogènes ; - Doublet continu et forte impédance acoustique.
Souar	Argiles.	- Faciès sismique discontinue, transparents de faible impédance acoustique.
Chérahil	Calcaires	- Réflecteurs sismiques assez important ; - Impédances acoustiques modérées à élevées et fréquence moyenne.

Pour cette raison une étude géologique et lithologique du terrain semble indispensable.

Plusieurs auteurs se sont intéressés aux structures de l'Atlas méridional de la Tunisie, parmi lesquels on cite : [Zargouni \(1985\)](#), [Boukadi \(1994\)](#), [Zouari \(1995\)](#), [Bouaziz \(1995\)](#), etc.

La cartographie géologique du sud de la Tunisie a été réalisée par l'Office National des Mines à l'échelle du 1/500.000^{ème} et du 1/100.000^{ème}. Cette dernière a été accomplie, dans les années quatre vingt, dans le cadre du projet "Cartographie du bassin phosphaté de Gafsa" dont le responsable de projet est professeur [Fouad Zargouni](#). Plusieurs géologues ont collaboré pour accomplir cette tâche, parmi eux on cite : [N. Boukadi](#), [H. Ben Ouezdou](#), [N. Zarai](#), [K. Regaya](#), [M. C. Rabia](#), [H. Zouari](#), etc.

Dans le cadre de ce travail, nous avons effectué la vectorisation des huit cartes géologiques levées ainsi que du réseau hydrographique couvrant la zone d'étude (Figure 41). La Figure 42 présente un exemple de carte vectorielle.

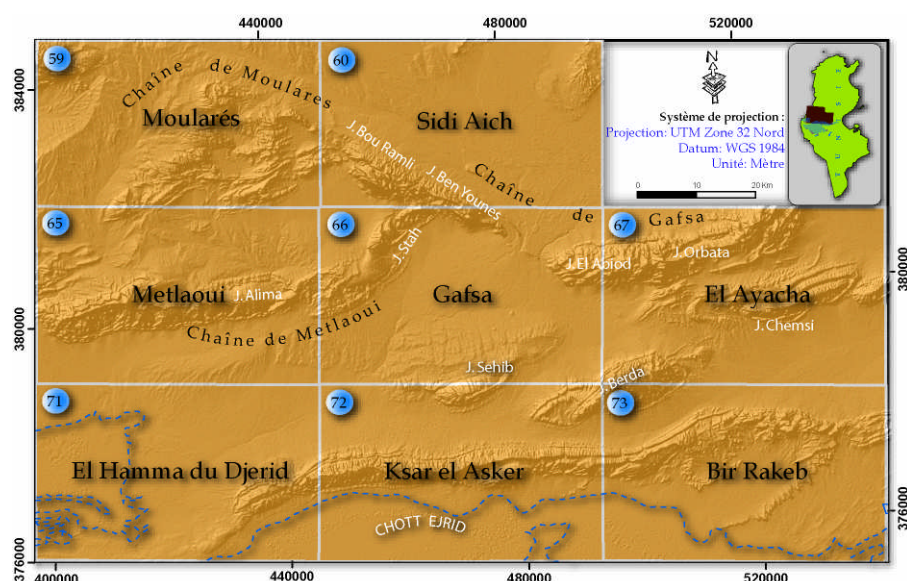


Figure 41: Couverture des cartes géologiques à l'échelle du 1/100.000 de la zone d'étude : Carte de Sidi Aich (Ouled Ghrif et al., 1995) ; Carte de Moularès (Boukadi et al., 1991) ; Carte de Metlaoui (Regaya et al., 1991) ; Carte d'El Ayacha (Zouari et al., 1991) ; Carte de Gafsa (Slimane et al., 1991) ; Carte de Bir Rekeb (Fakraoui et al., 1991) ; Carte de Ksar El Asker (Mahjoub & Fakraoui, 1990) ; Carte d'El Hamma du Jerid (Mahjoub & Fakraoui, 1990).

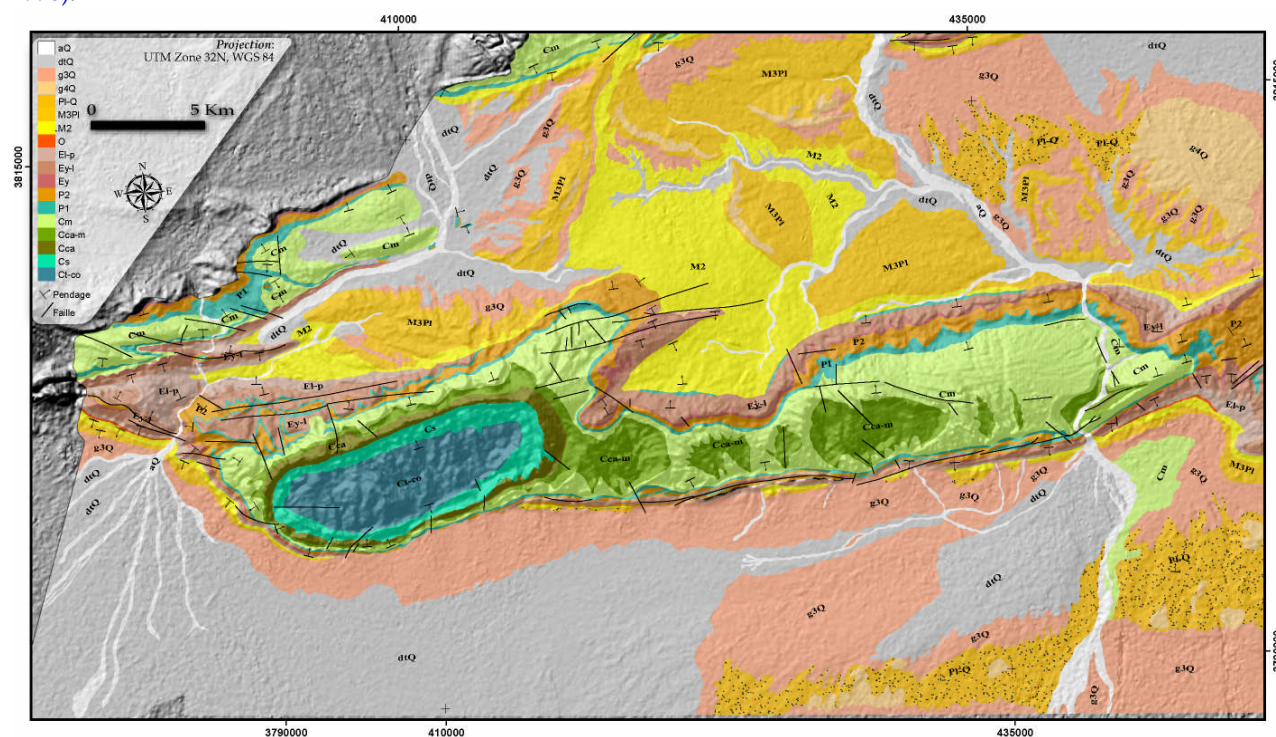


Figure 42: Exemple de carte géologique vectorielle (carte Metlaoui à l'échelle du 1/100.000ème).

I - Contribution de la Géomatique à l'harmonisation de la couverture géologique à l'échelle du 1/ 100 000^{ème} de l'Atlas Méridional de la Tunisie

L'apparition de la télédétection satellitaire permet maintenant d'obtenir une vision générale des objets à interpréter sur tout le territoire à cartographier, ce qui facilite grandement le travail de vérification sur le terrain (Scanvic, 1985 ; Chorowicz & Derooin, 2003). Ce paragraphe s'intéresse aux apports des images satellitaires et du S.I.G. pour l'optimisation et la mise à jour de la cartographie géologique

A l'échelle de l'Atlas Méridional de la Tunisie, la couverture géologique pourraient toutefois être améliorées tout particulièrement pour la cartographie située en bordure des cartes géologiques, et d'autre part par la réalisation d'une légende homogène et unifiée pour l'ensemble des coupures géologiques de cette zone (Callec et al., 2003).

En effet, l'assemblage des huit cartes géologiques de l'Atlas Méridional de la Tunisie a fait surgir quelques difficultés, citons par exemple:

- ❖ l'absence partielle de correspondance entre les différentes formations lithologiques ;
- ❖ les différentes descriptions des ensembles lithologiques d'une carte géologique à l'autre, ce qui peut entraîner des problèmes lors de l'assemblage ;
- ❖ un intervalle de temps géologique peut être subdivisé en différentes classes en fonction de l'auteur et des cartes géologiques.

Pour mieux percevoir les zones à améliorer, nous avons réalisé l'habillage de toute la couverture géologique en se basant sur la légende de la carte géologique de Gafsa (*Figure 43*- les zones à améliorer sont représentées sur la carte avec la couleur noire). Ces problèmes peuvent constituer un obstacle important lors de l'analyse et de l'interprétation géologique d'ensemble de la zone d'étude. Ainsi, nous avons tenté de pallier ces difficultés en se basant tout d'abord sur la typologie du réseau hydrographique. Par la suite, le produit résultant est confronté aux résultats obtenus à partir du traitement des images satellitaires (LANDSAT) afin de différencier les lithologies en présence. Dans cette partie, nous avons utilisé et développé quatre méthodes qui peuvent être adoptées comme modèles pour l'homogénéisation des cartes géologiques (*Figure 43*).

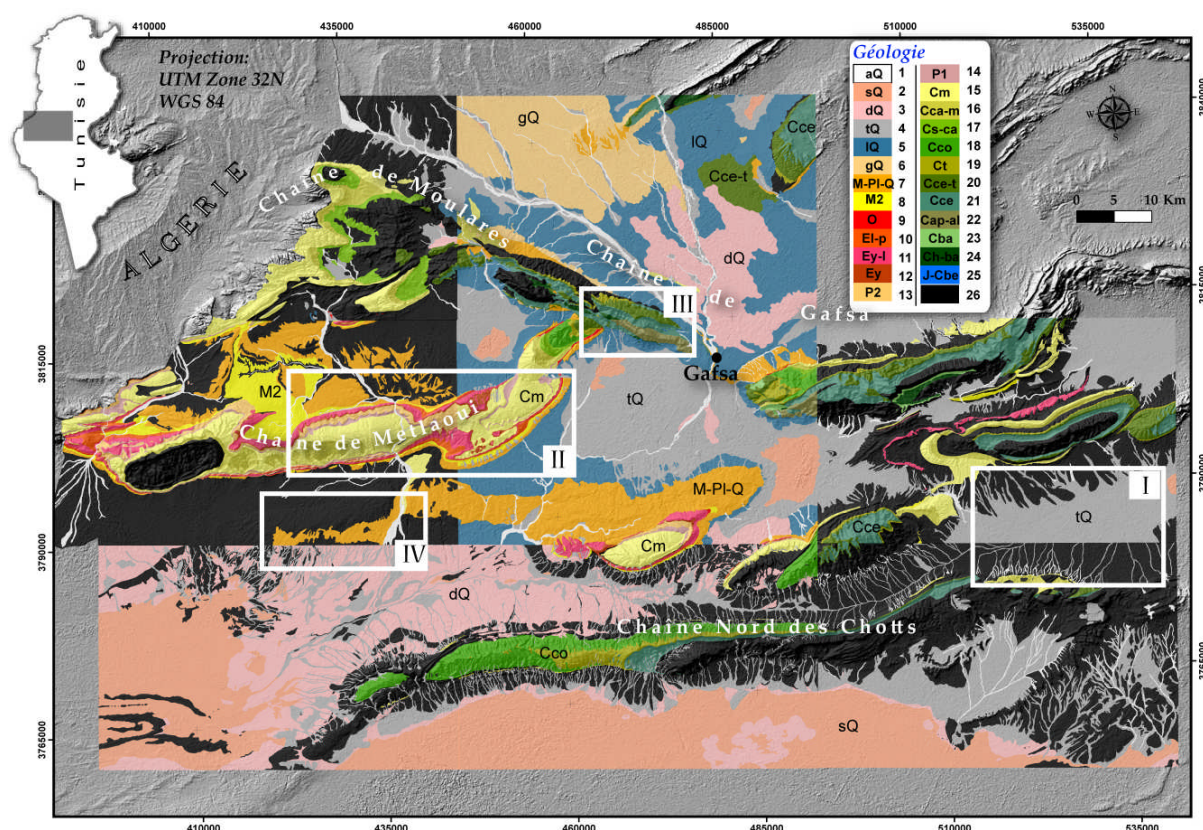


Figure 43: Assemblage des cartes géologiques préexistantes à l'échelle du 1/ 100000 de la zone d'étude (les rectangles blanc indiquent les cas étudiés dans ce travail : I- Figure 45 ; II- Figure 50 ; III- Figure 51 ; IV- Figure 52) : 1- Holocène - Actuel ; 2- Holocène - Actuel ; 3- Holocène - Actuel ; 4- Holocène - Actuel ; 5- Holocène inférieur - Pléistocène supérieur ; 6- Pléistocène moyen ; 7- Miocène supérieur - Pléistocène inférieur ; 8- Miocène moyen ; 9- Oligocène ; 10- Lutétien - Priabonien ; 11- Yprésien - Lutétien ; 12- Yprésien ; 13- Paléocène ; 14- Paléocène ; 15- Maastrichtien supérieur ; 16- Maastrichtien inférieur - Campanien supérieur ; 17- Campanien inférieur - Santonien pp. ; 18- Coniacien ; 19- Turonien pp. ; 20- Cénomaniens supérieur - Turonien basal ; 21- Cénomaniens ; 22- Bédoulien - Gargasien - Albien supérieur ; 23- Barrémien supérieur ; 24- Hauterivien supérieur - Berriasien ; 25- Tithonique supérieur - Berriasien ; 26- Autres âges non corrélés.

I-1 - La typologie du réseau hydrographique

Cette approche est fondée sur le principe qu'un changement de la lithologie d'une série sédimentaire entraîne, dans la plupart des cas, un changement de la typologie du réseau hydrographique (Deffontaines & Chorowicz, 1991 ; Deffontaines et al., 1992 ; Reddy et al., 2004 ; Devi et al., 2011).

Dans certains secteurs de la zone d'étude, la relation entre la typologie de drainage et la lithologie des roches traversées paraît évidente.

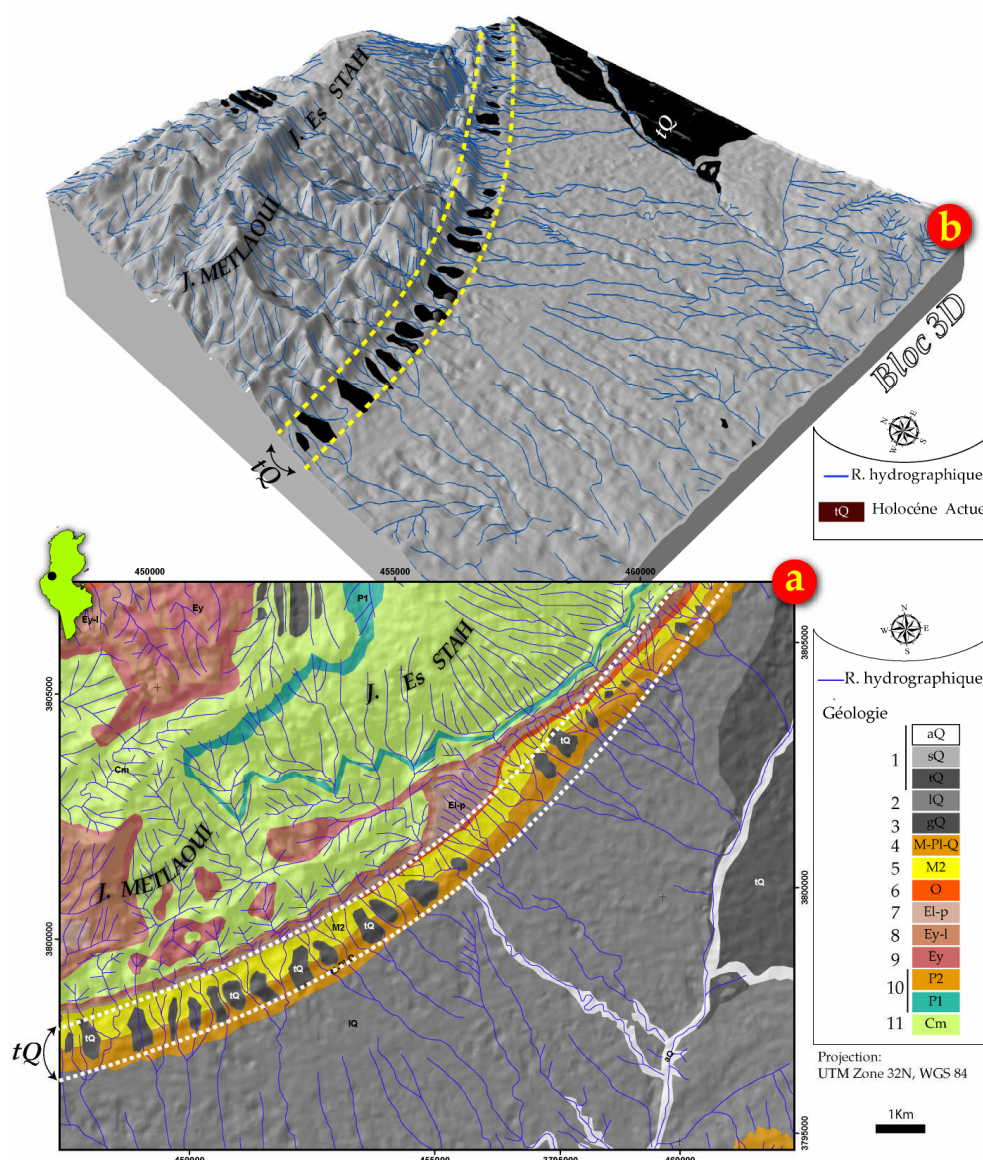


Figure 44: Effet de la lithologie sur l'architecture du réseau hydrographique (l'emplacement du secteur est illustré sur la Figure 43): **a-** Carte géologique et réseau hydrographique du flanc sud de Djebel Stah [1- Holocène - Actuel ; 2- Holocène inf.- Pléistocène sup. ; 3- Pléistocène moyen ; 4-Miocène sup.- Pléistocène inf. (formation Segui) ; 5- Miocène moyen (formation Beglia) ; 6- Oligocène (formation Sehib) ; 7- Lutétien Priabonien (formation Jebbs) ; 8- Yprésien - Lutétien (formation Kef ed Dour) ; 9- Yprésien (formation Chouabine) ; 10- Paléocène (formation El Haria) ; 11- Maastrichtien sup. (formation Berda supérieur)] ; **b-** Visualisation en 3D.

L'exemple choisi, pour mettre en évidence ce lien, est celui qui se situe sur le flanc sud de J. Es Stah (Figure 44): des dépôts grossiers à moyens de la basse terrasse et épandages (tQ), d'âge Holocène, constituant des obstacles de drainage qui font dévier les drains hydrographiques et favorisent la formation, dans ce secteur, de réseau hydrographique de type parallèle (Deffontaines & Chorowicz, 1991 ; Deffontaines et al., 1992 ; Deroin & Deffontaines, 1995). Ce type de roche, qui a pris place entre les matériaux argilo-sableux des formations "Segui" et "Beglia" d'âges respectifs Miocène supérieur à Miocène inférieur, se présente comme des glacis allongés de directions N-S.

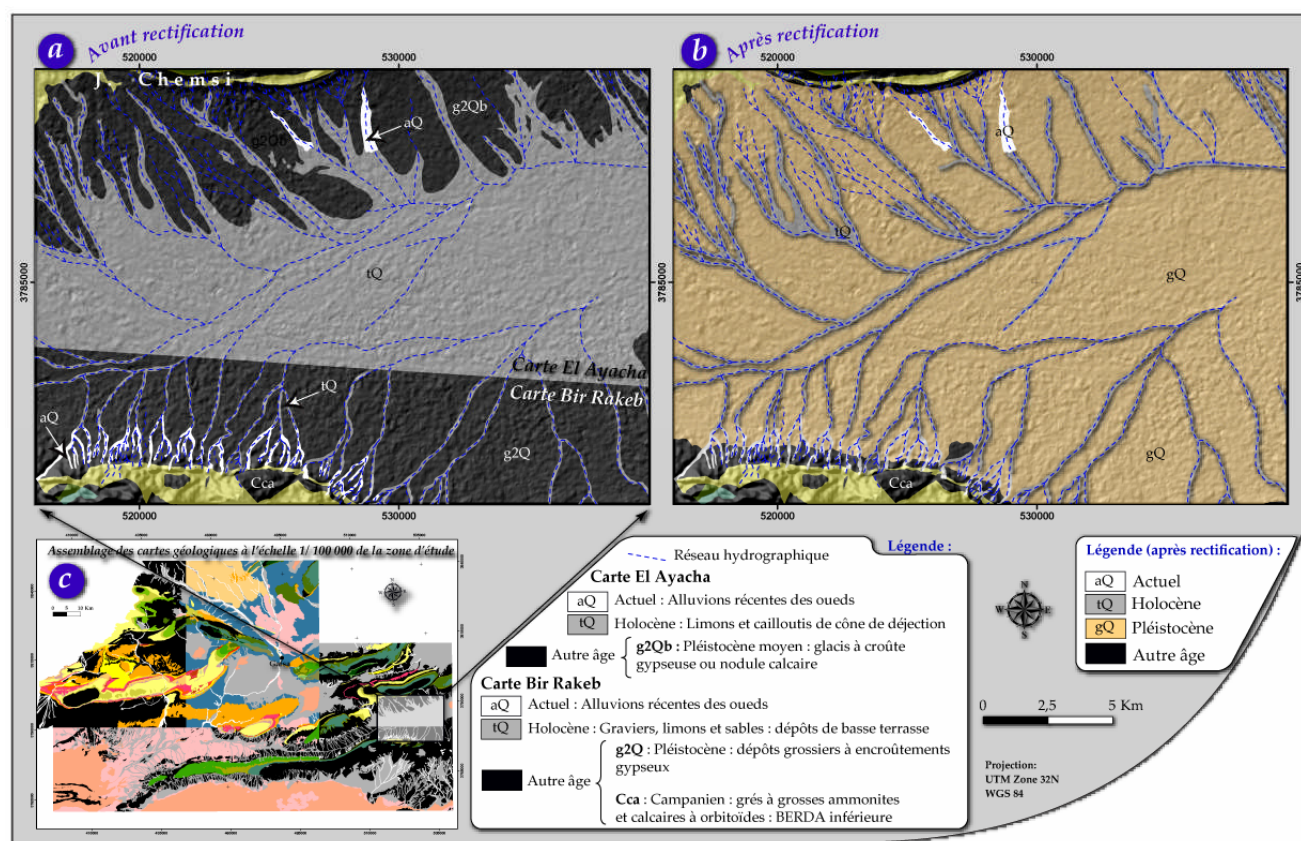


Figure 45: Rectification de la carte géologique en se basant sur la typologie du réseau hydrographique : a- Carte avant rectification ; b- Carte après rectification ; c - Localisation du secteur par rapport à l'assemblage des cartes géologiques à l'échelle du 1/ 100.000 représenté dans la Figure 43.

La Figure 45 représente la mise à jour lithologique réalisée dans la plaine située entre J. Chemsî et la chaîne du Nord des Chotts : le levé géologique de ce secteur recouvre la carte El Ayacha (Feuille n°67) et la carte Bir Rakeb (Feuille n°73). Les auteurs des deux cartes ont attribué les matériaux, qui couvrent la plaine, à deux étages géologiques différents : Pléistocène (g^2Q) sur la carte Bir Rakeb et Holocène (tQ) sur la carte El Ayacha. Aussi, les auteurs de la carte Bir Rakib ont distingué les matériaux qui occupent les lits des drains, alors que, sur la carte géologique d'El Ayacha, ces matériaux ont été intégrés dans la même unité géologique que les matériaux sous-jacents.

En drapant le réseau hydrographique sur la couverture géologique, on remarque qu'il s'agit de la même typologie du réseau pour les deux cartes : un réseau de type "parallèle" caractéristique de dépôts meubles, plus ou moins imperméables, uniformes et homogènes à pente régionale constante dans le même sens (Howard, 1967, Deffontaines & Chorowicz, 1991). La présence de ce réseau parallèle sous-tend que les cours d'eau traversent le même type de matériau.

Par la suite, notre intervention a consisté, en premier lieu, à distinguer ces matériaux sur la carte d'El-Ayacha, puis à effectuer la vectorisation des matériaux qui occupent les lits des cours d'eau en lui accordant l'âge Holocène (tQ), et en second lieu, nous avons attribué l'âge Pléistocène (gQ) à tous les autres matériaux de la plaine. Signalons que nous avons fusionné, au sein de la même entité (gQ), les matériaux d'âge Pléistocène moyen (g²Q) et ceux d'âge Pléistocène inférieur à moyen (g³Q).

I-2 - La morphologie des paysages et en particulier la pente du terrain

La morphologie est influencée aussi par la diversité du contexte lithologique (Legier, 1977). Elle dépend de la nature des caractéristiques physiques des roches : les roches tendres vont être érodées en premier lieu et laisseront la place à des dépressions ou à des cours d'eau. Ainsi, la morphologie du terrain peut nous renseigner sur le degré de stabilité des roches et par la suite sur leurs lithologies.

Par la suite, le long de nos interventions, on a tenté d'exploiter au maximum la relation entre la géologie de terrain et la morphologie des paysages, en particulier la pente. Ce concept sera discuté dans le paragraphe *Chapitre III -II-3-b -Carte de pente*

I-3 - Potentiels des données de télédétection pour la cartographie géologique

En particulier, dans le sud de la Tunisie, l'image satellitaire (radar ou optique) a constitué l'information de base pour plusieurs travaux de recherche géologique :

- En 1985, Zargouni a pu établir, en se basant sur l'analyse des données LANDSAT I et II, une carte géologique télé-interprétative, à différentes échelles (1/500.000^{ème} et 1/250.000^{ème}), de l'Atlas méridional de la Tunisie, représentant les failles, les fractures, les pendages des couches, les plis, les discordances, etc. Cette cartographie a permis de distinguer quatre ensembles lithostratigraphiques dans la zone d'étude : ① une barre céno-mano-turonienne de la formation ZEBBAG, ② des argiles de la formation ALEG d'âge Turonien supérieur-Campanien inférieur, ③ des calcaires de la formation d'Abiod d'âge Campanien supérieur-Maastrichtien ④ une série phosphatée et une barre lumachelique de la formation METLAOUI d'âge Montien-Lutétien inférieur.

- Par la suite et plus au sud, Rabia et Zargouni (1990) ont abouti à la cartographie du couvert sédimentaire dans chott El Jerid et ses environs en se basant sur une classification manuelle supervisée (20 classes) de l'information contenu dans les images satellitaires LANDSAT. La migration vers l'utilisation de la télédétection a été imposée par l'étendue de la région et l'absence de relief qui rend difficile la délimitation des classes sédimentaires.

- Dans ses travaux de thèse sur la zone de Jeffara oriental, [Rabia \(1998\)](#) a exploité, après rehaussement spatial, des scènes satellitaires (LANDSAT et Spot) et des images radar (RADARSAT) pour l'analyse morphostructurale et morphotectonique de la zone d'étude. Une analyse radiométrique plus poussée sur les images satellitaires a permis de mieux comprendre la dynamique sédimentaire, à travers l'établissement d'un bilan sédimentaire, au niveau du littoral de Jeffara.

- Plus récemment et exactement en 2006, [Pena & Abdelsalam](#) ont utilisé l'image optique (LANDSAT ETM+ et ASTER) pour dresser une carte lithologique du sud Tunisien en se basant sur les différences réponses spectrales des roches, surtout les carbonates et les schistes. Par la suite, ces auteurs ont montré l'efficacité des images radar (RADARSAT) pour dresser une carte des structures géologiques d'après leurs expressions morphologiques et la rugosité de la surface. Les résultats obtenus par ces deux méthodes (optique et radar) ont été fusionnés pour aboutir à une carte lithologique plus complète.

I-3-a - L'imagerie satellitaire LANDSAT comme un support de cartographie géologique

La recherche dans le domaine de la géologie a pleinement exploité les images satellitaires (eg., SPOT, LANDSAT, ASTER, ERS1/2, RADARSAT) comme une source précieuse d'informations (eg., [Kruse, 1996](#) ; [White et al., 1997](#) ; [Slaymaker, 2001](#) ; [Cudahy et al., 2001](#) ; [Gomez, 2004](#) ; [Saley et al., 2005](#) ; [Pena et Abdelsalam, 2006](#) ; [Amrani et al., 2006](#) ; [Shafri et al., 2007](#) ; [Mezned et al., 2010](#) ; [Ouattara et al., 2010](#)). En effet, dans le domaine de la géologie, la classification lithologique du terrain à partir des images satellitaires est fondée essentiellement sur le fait que la signature spectrale d'une roche (*Figure 46. a*) est une combinaison des signatures spectrales des minéraux (*Figure 46. b*) qui la composent ([Dickerhof et al., 1998](#) ; [Van der Meer et al., 1997](#) ; [Clark et al., 2007](#)).

A travers le monde et aux laboratoires de spectroscopie, des chercheurs (eg., [Clark et al., 2007](#) ; [Gomez, 2004](#) ; [Mezned et al., 2010](#) ; [Sgavetti et al., 2009](#) ; etc.) ont mesuré la réflectivité spectrale de certains matériaux et ils ont compilé leurs résultats dans des bibliothèques spectrales. Ces dernières sont employées comme référence pour l'identification lithologique à partir des images de télédétection. Pour accomplir cette tâche, la méthode "Spectral Correlation Mapper" (SCM) est souvent sollicitée par les auteurs ([Carvalho & Meneses, 2000](#)). En effet, cette méthode, qui dérive de la technique "Spectral Angle Mapper" ([Kruse et al., 1993](#)), permet de classer l'image en se basant sur le calcul du coefficient de corrélation entre le spectre étudié et le spectre de référence.

La Figure 46 représente quelques réponses spectrales choisies à partir des bibliothèques numériques spectrales de l'USGS (United States Geological Survey) et du JPL (Jet Propulsion Laboratory) et calculées par Clark et al. (2007).

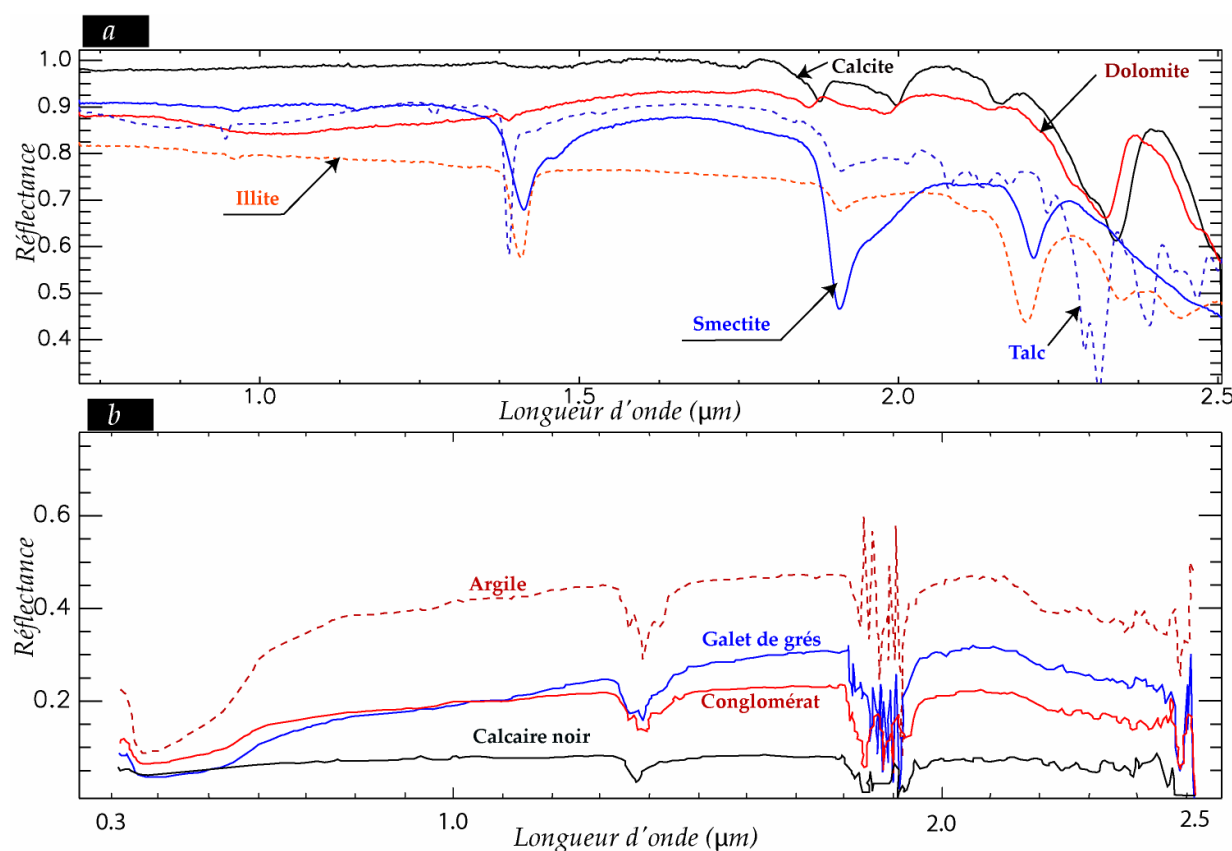


Figure 46: a : Signatures spectrales de quelques minéraux (d'après la Bibliothèque numérique spectrale de l'USGS, Clark et al., 2007) ; b : Signatures spectrales de quelques roches sédimentaires sur le terrain (Gomez, 2004).

Dans cette étude, nous nous intéressons particulièrement à l'apport des images LANDSAT pour l'étude géologique du terrain.

La première génération de satellites LANDSAT, composée des satellites LANDSAT 1, 2 et 3 a été lancée entre 1972 et 1985 (Figure 47). Les données enregistrées par cette génération de satellites, conçues pour la cartographie de la végétation, apportent peu d'information dans les domaines du spectre électromagnétique discriminatoire des minéraux (Gomez, 2004 ; Deroin et al., 2011).

Actuellement seuls les satellites LANDSAT 4, 5 et 7 de la seconde génération lancés entre 1982 et 2004, sont encore en fonctionnement (LANDSAT 6 n'a pu être mis correctement en orbite et a été immédiatement détruit). A l'exception des régions polaires de la Terre, ces satellites fournissent des données d'une même surface à différentes dates. Les caractéristiques techniques de ces satellites sont illustrées dans le *Tableau 14*.

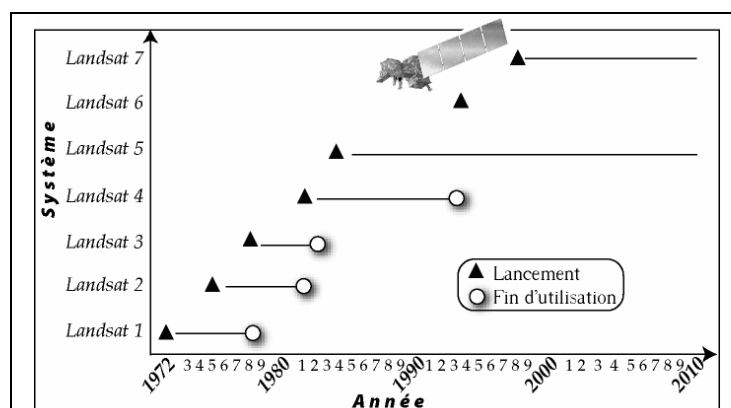


Figure 47: Chronologie des missions LANDSAT.

Tableau 14: Spécifications techniques des bandes LANDSAT (NASA, 2010).

	LANDSAT 1-3 Radiomètre MSS	LANDSAT 4-5 Radiomètre TM	LANDSAT 7 Radiomètre ETM	
Fonctionnement	1972-1982	depuis 1982	depuis 1999	
Altitude	915 Km	705 Km	705 Km	
Cycle orbital	18 jours	16 jours	16 jours	
Largeur de champ	185 Km	185 Km	185 Km	
Résolution spatiale	79 × 79 m ² (237 × 237 m ² pour le canal Infrarouge thermique)	30 × 30 m ² (120 × 120 m ² pour le canal Infrarouge thermique)	30 × 30 m ² (15 × 15 m ² pour le canal panchromatique et 80 × 80 m ² pour le canal Infrarouge thermique)	
Résolution spectrale	4 = 0,50 - 0,60 μm 5 = 0,60 - 0,70 μm 6 = 0,70 - 0,80 μm 7 = 0,80 - 1,10 μm 8 = 10,4 - 12,5 μm	1 = 0,45 - 0,52 μm 2 = 0,52 - 0,60 μm 3 = 0,63 - 0,69 μm 4 = 0,76 - 0,90 μm 5 = 1,55 - 1,73 μm 7 = 2,08 - 2,35 μm 6 = 10,4 - 12,5 μm	1 = 0,45 - 0,52 μm 2 = 0,52 - 0,60 μm 3 = 0,63 - 0,69 μm 4 = 0,76 - 0,90 μm 5 = 1,55 - 1,73 μm 7 = 2,08 - 2,35 μm 6 = 10,4 - 12,5 μm 8 = 0,52 - 0,9 μm	Bleu Vert Rouge Proche infrarouge Infrarouge moyen Infrarouge moyen Infrarouge thermique Panchromatique

L'instrumentation embarquée à bord des satellites LANDSAT a évolué au fil de temps :

- Les trois premiers satellites embarquent chacun deux capteurs : la caméra **RBV** (Return Beam Vidicon) et le radiomètre multispectral **MSS** (Multi-spectral Scanner) ;
- LANDSAT 4 et 5 embarquent un radiomètre **TM** (Thematic Mapper) en plus du MSS. Les capteurs TM détectent la radiation reflétée à la surface de la Terre dans les longueurs d'ondes du visible et du proche infrarouge ;
- LANDSAT 7 se distingue par son capteur **ETM +** (Enhanced Thematic Mapper). C'est un radiomètre multi-spectral à huit bandes capable de fournir des images haute résolution de la surface de Terre. La différence entre ses bandes spectrales et

celles de TM réside, premièrement, dans l'amélioration de la résolution de la bande 6 (60 m contre 120 dans TM) et, deuxièmement, par l'ajout d'une nouvelle bande panchromatique à 15 m de résolution.

Les données enregistrées par les capteurs placés à bord des satellites LANDSAT 4, 5 et 7 ont formé la plate-forme de plusieurs études géologiques :

- Pour cartographier la teneur en oxyde de Fer sur une partie du désert du Namib, en Namibie, [White et al. \(1997\)](#) ont utilisé les six bandes spectrales du Visible et Proche Infrarouge du capteur ETM+ ;
- Pour pouvoir cartographier les zones à risque d'inondation dans la région semi-montagneuse à l'ouest de la Côte d'Ivoire, [Saley et al. \(2005\)](#) ont manipulé des scènes LANDSAT TM pour établir deux types de cartes : la carte structurale et la carte des types de couverture du sol ;
- L'analyse de l'imagerie spatiale ETM+ de LANDSAT couplée avec le MNT a permis à [Amrani et al. \(2006\)](#) de cartographier plusieurs éléments physiques relatifs au bassin de la haute et moyenne Moulouya (Maroc): la carte des pentes, cartographie synthétique des linéaments, le réseau hydrographique, la carte d'anomalies hydrographiques, cartographie schématique de la géologie du bassin, etc. Ces éléments sont utilisés pour développer une approche synthétique morphostructurale du bassin, notamment pour étudier l'évolution morphogénétique de ce dernier.

Dans ce travail, nous utiliserons deux scènes LANDSAT 7 ETM+ (*Figure 48*): l'acquisition de la première scène a eu lieu le 07 juin 2001 et elle est repérée dans le WRS2 (World Reference System) de LANDSAT par le Path - Row 192-036. La deuxième scène est prise 08 février 2001 et dont le Path - Row est 191/036. Chaque scène est composée de sept bandes spectrales, soit une bande panchromatique de résolution de 15 mètres et six bandes multispectrales de résolution de 30 mètres. Elles sont produites selon le système de référence géodésique NAD83 avec une projection Universelle Transverse Mercator (UTM). Chacune de ces bandes, délivrées par l'USGS sous format GeoTIFF (**Georeference Tagged Image File Format**), représente une radiométrie de 8 bits (valeurs de 0 à 255).

Le grand potentiel de l'image LANDSAT a été notamment mis en évidence grâce à différentes techniques qui exploitent la réponse spectrale et les bandes spectrales ([Pena & Abdelsalam, 2006](#)). En effet, l'exploitation de ces bandes est accomplie à travers le calcul des ratios

qui est le rapport entre les valeurs de réflectance de deux bandes spectrales (Sabins, 1997) ; ou aussi en effectuant la combinaison des bandes spectrales (Jensen, 1996).

Le calcul des ratios est fréquemment utilisé pour l'analyse des images satellitaires comme par exemple pour l'étude menée par Kruse (1996) sur l'apport de la télédétection pour la cartographie géologique. Dans cette étude, l'auteur a utilisé différents types de données, en particulier les bandes spectrales de LANDSAT TM. L'exploitation de ces bandes se résume à l'analyse des ratios pour identifier la lithologie du terrain: les argiles et les carbonates à partir de ratio 5/7, ou encore par exemple les zones à forte teneur en oxydes de fer à partir de ratio 3/1 avec une bonne corrélation avec les données de terrain.

Souvent, la combinaison des canaux de LANDSAT peut mettre en évidence certains détails (géologiques, structurales, tectoniques, etc.) de la surface de la Terre que l'œil humain distingue difficilement. Les couleurs de ces différents détails dépendront alors des bandes choisies pour la combinaison.

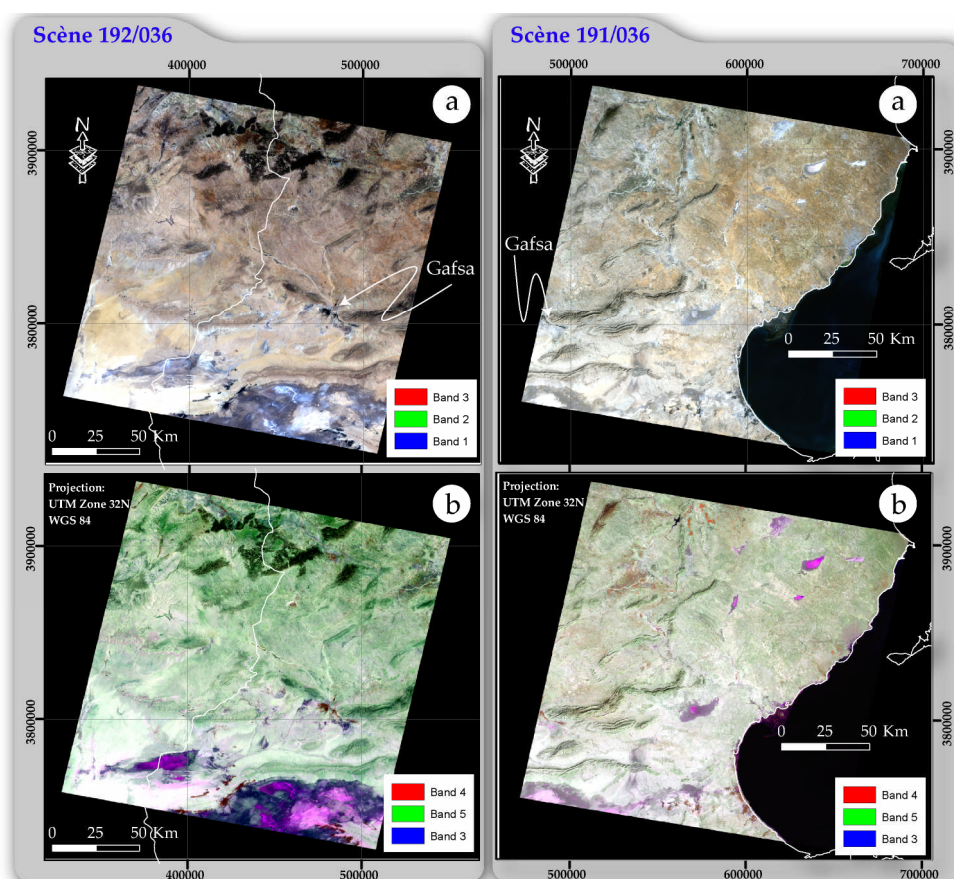


Figure 48: Images composites multispectrales : a- En vraies couleurs ; b- En fausses couleurs.

Les produits des combinaisons sont nommés images composites multispectrales qui peuvent être (Figure 48):

- soit des images composites en vraies couleurs : elles peuvent être obtenues par combinaison des canaux LANDSAT rouge (bande 3 : 0,63 - 0,69 μm), vert (bande 2 : 0,52 - 0,60 μm) et bleu (bande 1 : 0,45 - 0,52 μm). le produit de la combinaison ressemblera à une photo couleur du terrain (*Figure 48. a*) ;

- soit des images en fausses couleurs : elles sont souvent utilisées pour augmenter les possibilités d'interprétation des images satellitaires. Dans la plupart des cas, au moins une des couleurs d'une image en fausses couleurs représente un canal dans l'infrarouge. La bande infrarouge du spectre est extrêmement utile pour identifier la nature d'une surface puisqu'elle est constituée à la fois d'énergie réfléchie et d'énergie émise. La *Figure 48. b* - illustre le produit de la combinaison des bandes 4 (proche Infrarouge), 5 (Infrarouge moyen) et 3 (Rouge).

À ce propos, plusieurs études ont exploité la technique de combinaison des bandes pour l'analyse géologique du terrain :

- afin de cartographier les structures géologiques d'une zone au centre de Madagascar, [Inzana et al. \(2003\)](#) ont utilisé cinq bandes spectrales (bandes 1, 3, 4, 5 et 7) du capteur multispectral LANDSAT. A partir des 5 bandes spectrales LANDSAT, trois bandes ratios sont calculées : 5/7, 5/1 et 5/4×3/4 ;

- en se basant sur deux combinaisons de bandes LANDSAT TM, (7/5, 5/4, 3/1) et (5/3, 5/1, 7/5), [Gad et Kusky \(2006\)](#) ont pu identifier, après une classification supervisée, les différentes lithologies, essentiellement les granites et les serpentinites, couvrant la région de Barramiya située à l'Est du désert Egyptien.

I-3-b - Analyse et résultats

Dans ce qui suit, nous exposerons quelques traitements qui exploitent les bandes spectrales LANDSAT 7 ETM+ pour améliorer la cartographie géologique de la zone d'étude. La corrélation entre la géologie et la lithologie sera basée sur la cartographie géologique déjà réalisée. Ces analyses, réalisées sous la plate-forme ENVI 4.5®, se focaliseront sur les zones de discontinuités lithologiques situées essentiellement à la bordure commune des huit cartes géologiques à l'échelle du 1/ 100.000^{ème} (*Figure 49*).

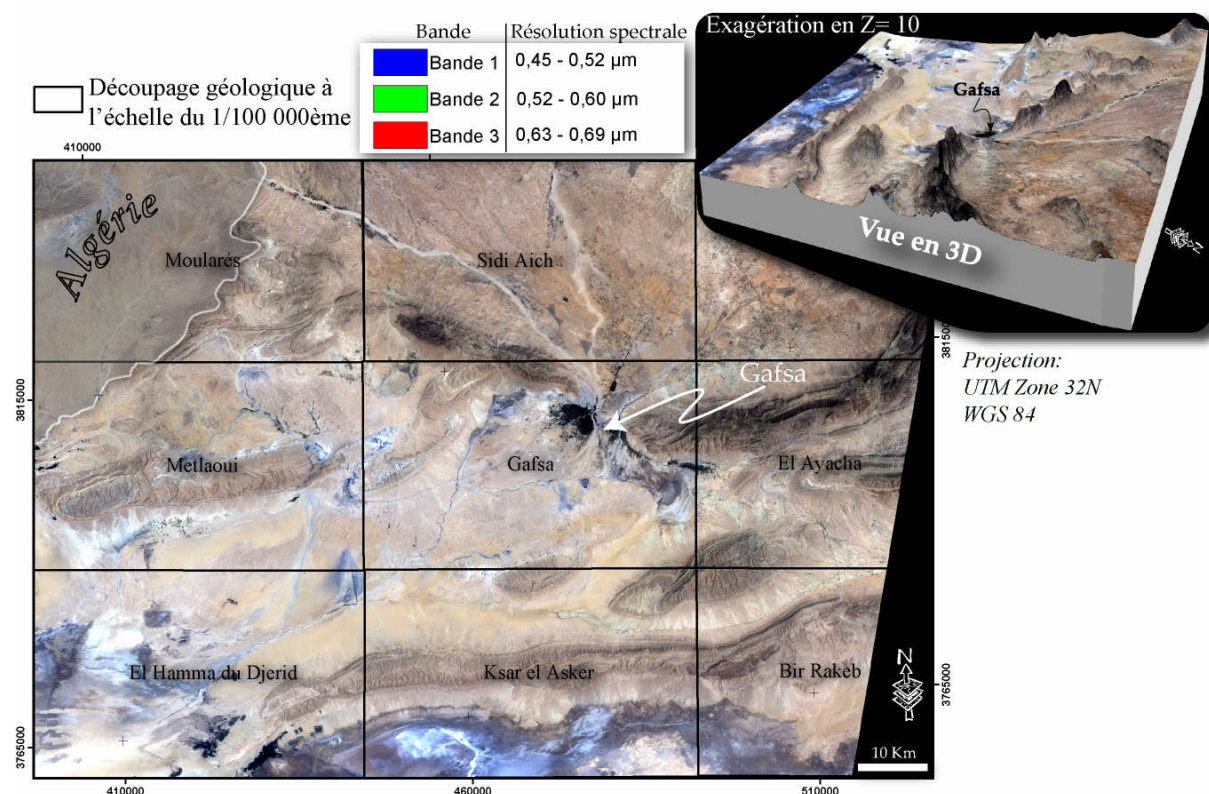


Figure 49: Localisation des cartes géologique sur l'image LANDSAT (en vraies couleurs : Bleu-bande1 ; Vert-bande2 ; Rouge-bande3).

En effet, l'analyse des bandes ratios LANDSAT 1/7 a, par exemple, permis de mettre en évidence la répartition spatiale des matériaux évaporitiques (Figure 50). En effet, les minéraux gypseux sont caractérisés par la réflectance élevée dans la bande 1 (0,45 - 0,52 μm) du Landsat ETM+ et une faible absorption dans la bande 7 (2,08 - 2,35 μm). Cela est particulièrement bien exprimé dans le cas des formations "Jebbs" ou "Seugdal" (d'âge Lutétien-Priabonien) qui sont composées essentiellement par des évaporites et des dolomies blanches (Figure 50). Ceci est notamment illustré sur les deux cartes géologiques (de Metlaoui et de Gafsa), sauf que, dans la légende, la description lithologique est différente entre les deux cartes, et les noms de formation sont différents bien que leurs compositions lithologiques soient similaires.

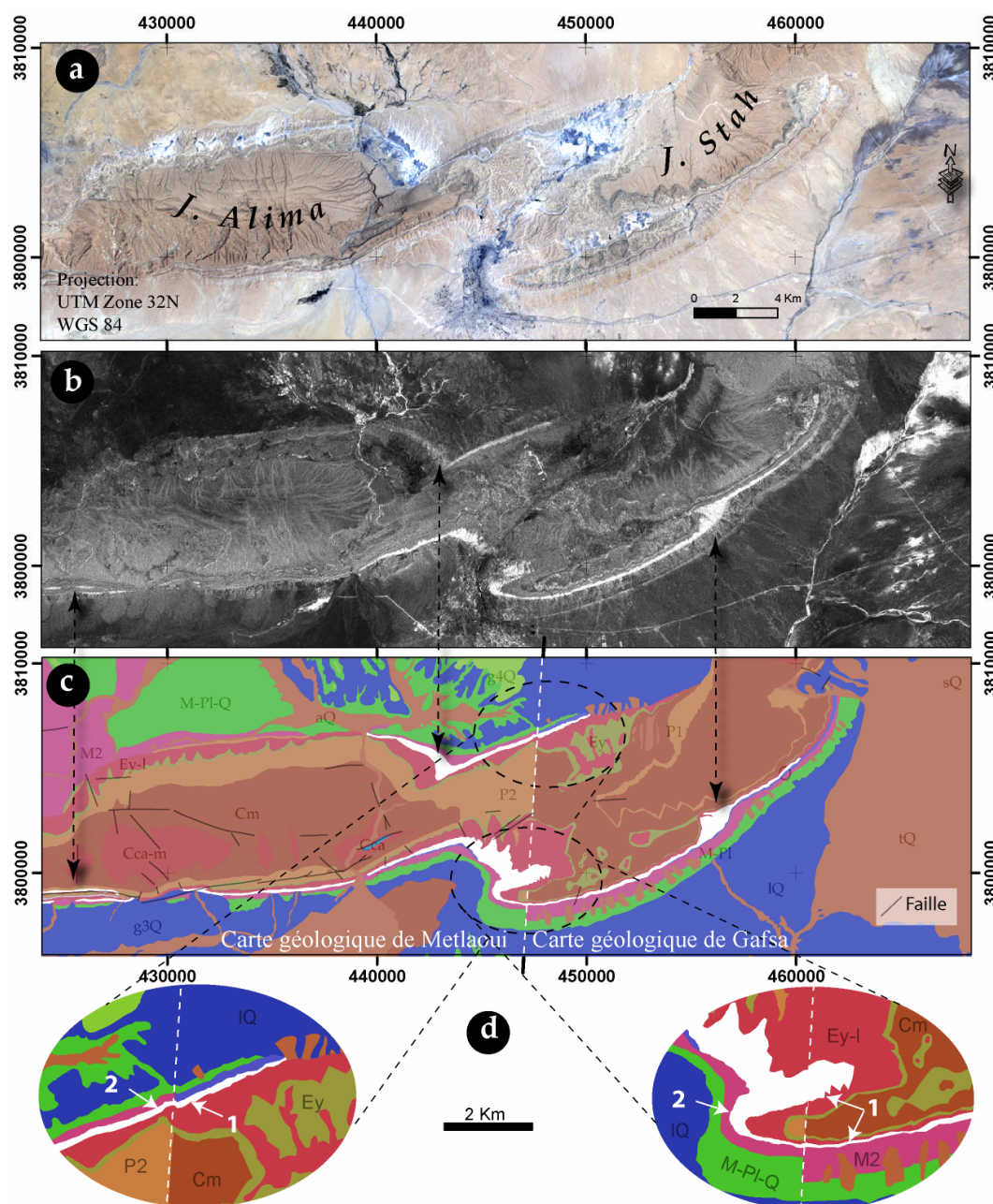


Figure 50: Identification, dans l'imagerie LANDSAT, de la formation Jebbs ou Seugdal (d'âge Lutétien-Priabonien) à J. Stah et J. Alima (localisation dans la Figure 43 - II):: a- Image LANDSAT en vraies couleurs ; b- Bandes ratios LANDSAT 1/7 (les matériaux évaporitiques sont différenciés par la couleur blanche), c- Extrait des cartes géologiques de Metlaoui et de Gafsa mettant en évidence la continuité lithologique des couches évaporitiques (en blanc) ; d- zoom sur la zone de jonction des deux cartes (même âge : Lutétien-Priabonien, mais pas la même description dans la légende : 1- Evaporites et dolomies blanches du Jebbs ; 2- Gypse à rares passées dolomitiques et dolomies blanches de Seugdal.

A J. Ben Younes, la combinaison des bandes 5, 3 et 1, a permis une bien meilleure visualisation de la formation "Beida"(d'âge Turonien) formée par des évaporites et des calcaires (Figure 51). Notamment les bourrages, les discordances soulignant soit la fracturation soit le fluage du gypse. Il est ainsi facile d'optimiser la cartographie géologique d'une région en

s'intéressant à des détails portant sur la répartition spatiale des couches, qui peuvent être "noyées ou non vus" sur le terrain et en utilisant l'échelle du 1/100 000^{ème}.

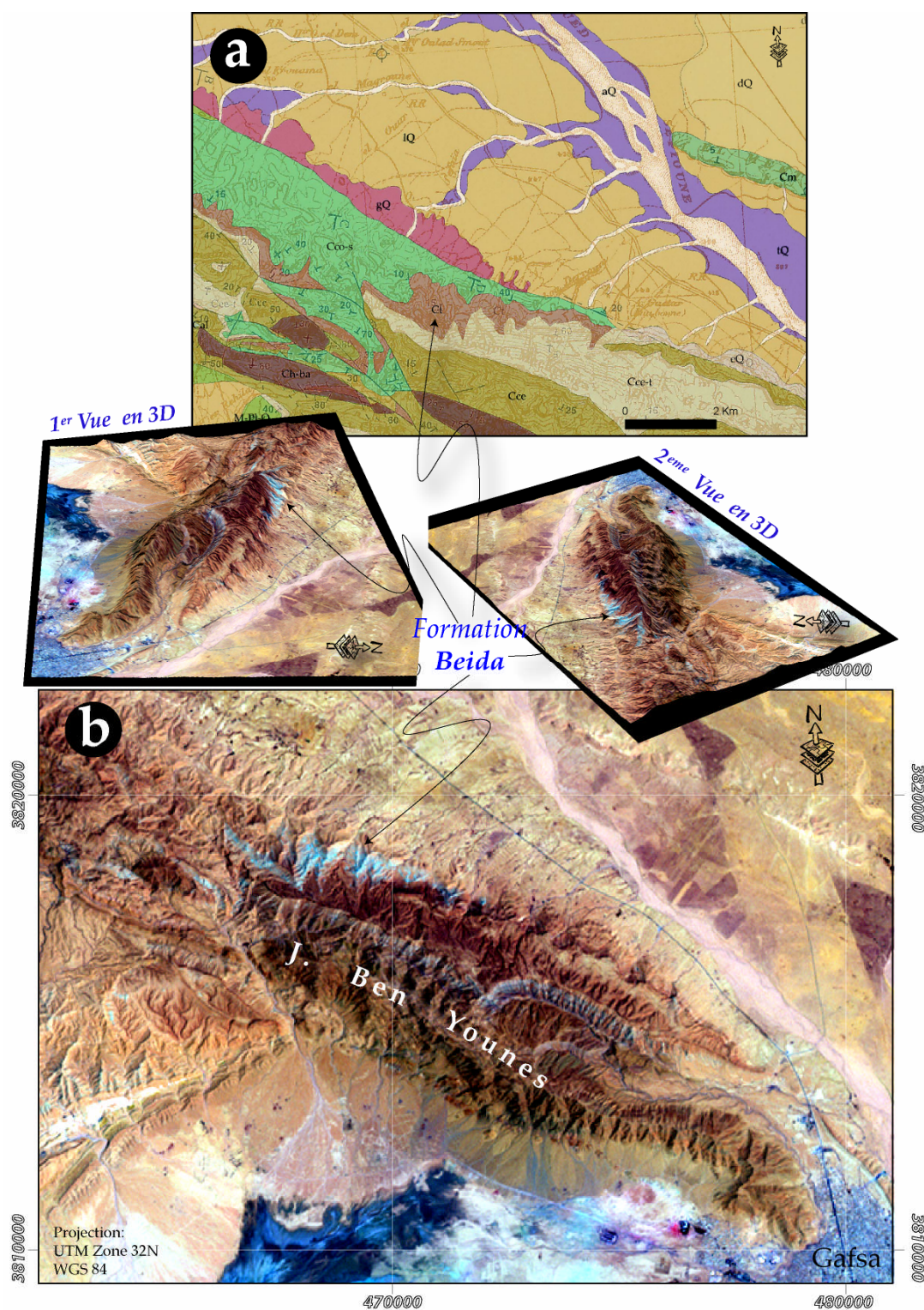


Figure 51: Identification de la formation "Beida" (d'âge Turonien), à J. Ben Younes, à partir des données LANDSAT (localisation dans la Figure 43 - III): a- Extrait de la couverture géologique de Sidi Aich à Echelle du 1/ 100.000^{ème} ; b- Image LANDSAT en fausses couleurs (bande 5,3 et 1).

Dans un stade plus avancé, nous avons essayé d'exploiter l'imagerie satellitaire pour résoudre le problème de la discontinuité de l'information géologique (représentée par la *Figure 43* et la *Figure 52* par la couleur noir). Pour mieux gérer l'information contenue dans l'image satellitaire, nous avons essayé de profiter des options offertes par la combinaison du SIG et des techniques de traitement d'image. Pour visualiser, localiser, analyser et combiner les données spatiales, nous avons choisie une zone test localisée entre la carte de Metlaoui et la carte d'El Hamma du Djerid (*Figure 52*). L'ensemble des traitements, appliqué à la scène LANDSAT, se présente de la façon suivante :

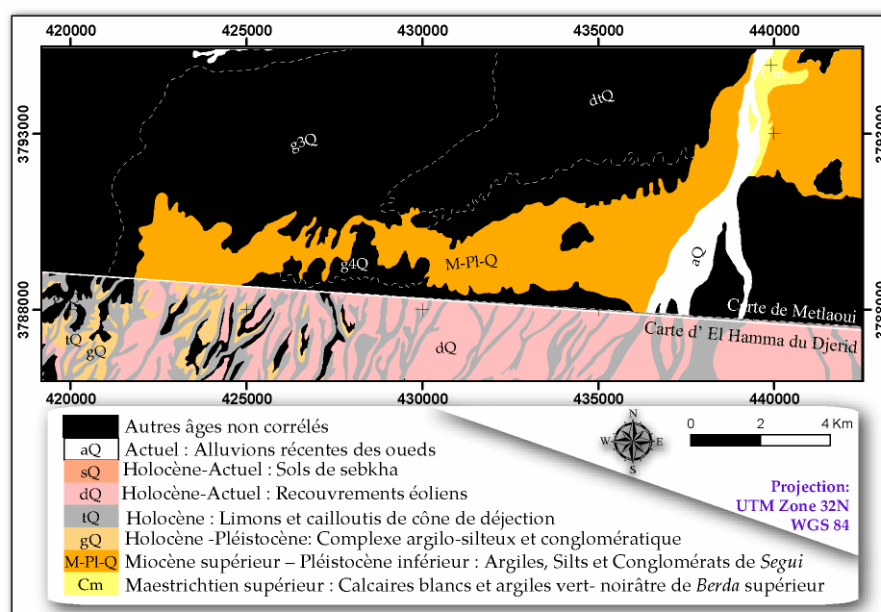


Figure 52: Localisation de la zone test IV (voir Figure 43- IV).

- Calcul des ratios des bandes LANDSAT 7 ETM+ 7/5, 5/4 et 3/1 ;
- Combinaison des bandes LANDSAT 7 ETM+ 7/5, 5/4 et 3/1. Le produit est, alors, une image composite en fausses couleurs (*Figure 53. a*). Cette combinaison, sélectionné après plusieurs tests, permet la meilleure représentation de la diversité des couches lithologiques du terrain étudié ;
- Afin d'améliorer la visibilité de l'image composite LANDSAT, nous avons testé plusieurs types de filtres. De nombreux filtres ont été proposés dans la littérature (e.g: Kalman, 1960 ; Lee et al., 1993 ; Kumpeti, 1985 ; Smith, 1996 ; etc.) et ils peuvent être classés en deux familles : linéaires et non linéaires. Dans cette étude, le filtre Lee (avec une fenêtre 6x6), de type linéaire, a été retenu car il permet, en effet, de conserver la finesse de l'image tout en supprimant le bruit. Cela est effectué en remplaçant la valeur du pixel contenant le bruit par la somme pondérée de la valeur du pixel central avec la valeur moyenne et la variance calculée à

partir d'une région cohérente de l'image satellite (Lee, 1980). Le résultat ainsi obtenu matérialise bien les limites lithologiques de la zone étudiée ici (Figure 53. b) ;

- Pour augmenter le contraste entre les différentes unités qui composent le paysage, le produit du filtrage a ensuite subi des étirements de dynamique "stretching" de type "Gaussien" (Figure 53. c). Cette opération est souvent utilisée pour faciliter la classification en augmentant le contraste entre les différentes classes.

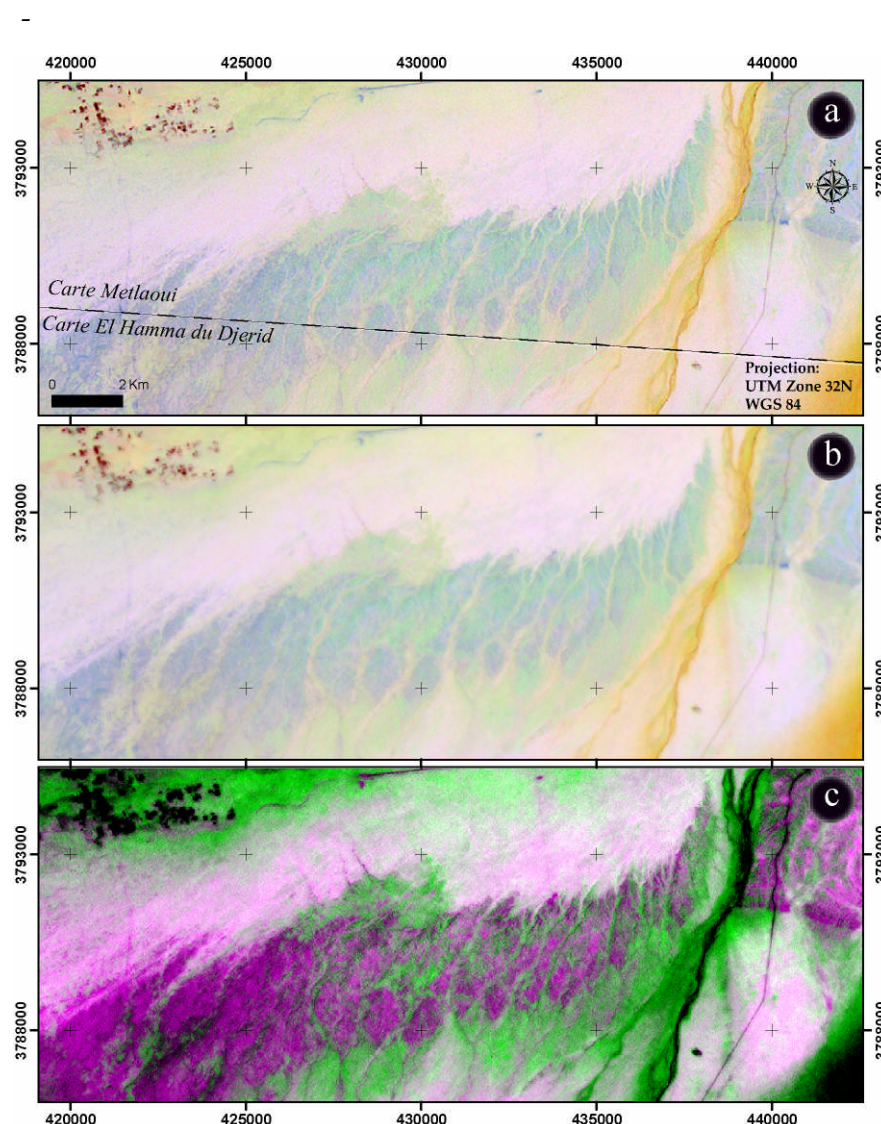


Figure 53: Traitements des images LANDSAT appliqués sur une partie de la zone d'étude: a- image composite en fausses couleurs (7/5, 5/4 et 3/1) ; b- filtrage de type Lee ; c- Stretching de type "Gaussien".

- Afin d'isoler les différentes composantes spatiales de l'image, le produit a subi, par la suite, une classification. On distingue couramment deux méthodes pour extraire les différents thèmes d'une image satellite (Payraudeau, 2002 ; Onana, 1998 ; Trebossen, 2002): ① la classification automatique qui permet de différencier les zones de l'image satellite ayant des propriétés spectrales analogues. Cependant, cette méthode n'utilise pas de données externes (du

terrain par exemple) dans le processus de classement de l'image. Par la suite, les différentes classes ne sont pas rattachées à un thème lithologique ; ② une classification supervisée qui se fait d'une façon manuelle en utilisant une "zone d'apprentissage" pour associer une réponse spectrale à un thème observé sur le terrain. Dans le cas étudié la deuxième méthode a été choisie puisque les données géologiques sont disponibles et sont exploitables lors de la détermination des zones d'apprentissages. En effet, la détermination des classes est obtenue en confrontant la lithologie issue de la cartographie géologique, déjà réalisée, avec les données satellites. Après l'étape d'apprentissage, la classification est appliquée sur le reste de la zone. Ensuite, les différentes classes sont converties en format vectoriel (*Figure 54. a*).

- La dernière étape consiste à combiner l'information apportée par les traitements des images satellitaire (les classes) et les affleurements litho-stratigraphiques de la carte géologique. Le produit final a ainsi pris en compte, non seulement la géologie de terrain pré-existante (à l'échelle du 1/100000) mais aussi l'information contenue dans l'image satellitaire (*Figure 54. b*).

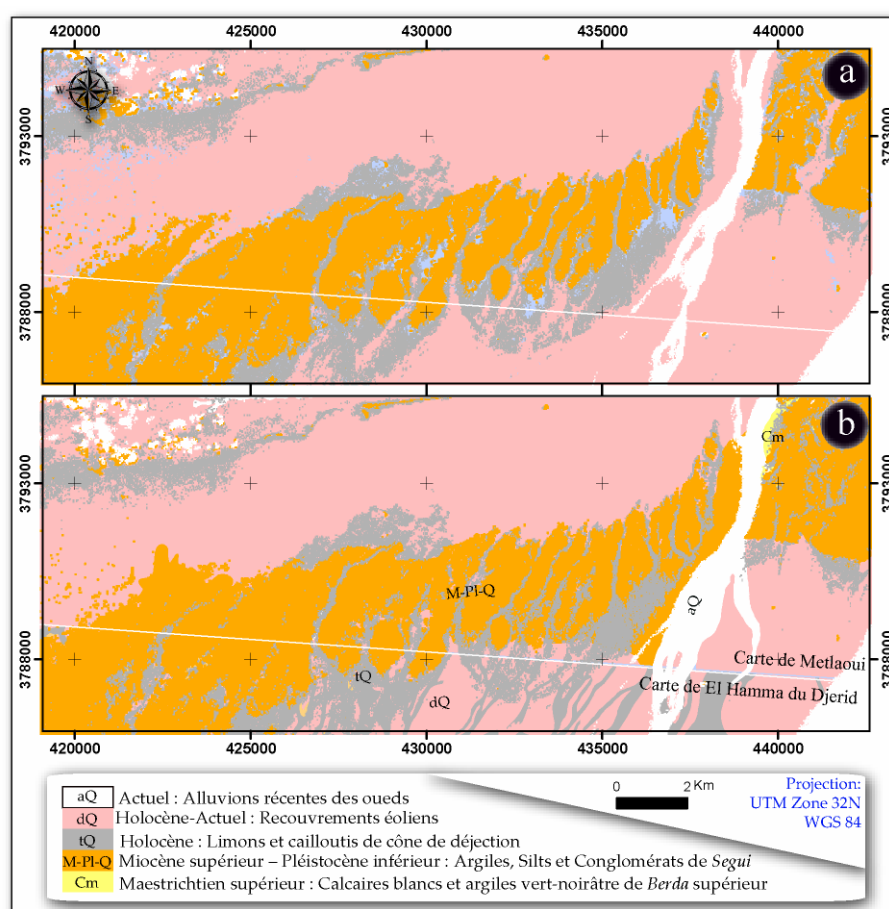


Figure 54: Résultats des traitements : a- Résultat de la segmentation ; b- Combinaison de produits de la segmentation avec la carte géologique brute.

I-4 - Discussion:

La combinaison de l'imagerie satellitaire et l'analyse du réseau hydrographique, a permis de mettre en évidence la continuité des couches lithologiques entre les différentes cartes géologiques. Dans certaines zones (comme celle illustrée dans la *Figure 54*), la solution proposée est de fusionner les couches géologiques en se basant sur la réponse spectrale des matériaux qu'elles constituent, permettant d'optimiser la cartographie géologique disponible. En effet, la combinaison des bandes LANDSAT 7 ETM+ (RGB : 5, 3, 1) a permis par exemple une bien meilleure visualisation des matériaux évaporitiques de la formation "Beida" (d'âge Turonien) qui affleure sur Djebel Ben Younes.

Le produit de la combinaison des bandes LANDSAT 7 ETM+ (RGB : 7/5, 5/4, 3/1), permet la meilleure représentation de la diversité lithologique du terrain étudié. Le produit dérivé de cette combinaison a contribué, après une série de traitements, de résoudre le problème de discontinuité de l'information géologique aux limites de deux cartes.

Mais rappelons que la légende de la cartographie géologique se base généralement sur l'âge des couches par contre la lithologie se base sur le milieu de dépôt. Par la suite, la corrélation entre l'âge géologique et la lithologie n'est pas toujours possible, puisque deux couches déposées dans deux périodes géologiques consécutives peuvent avoir la même lithologie et la même composition minéralogique et donc la même réponse spectrale, ce qui limite la distinction en âge de ces deux couches par la télédétection.

I-5 - Conclusions :

L'utilisation de l'imagerie LANDSAT et de l'analyse du réseau hydrographique constitue un fort potentiel pour la mise à jour de la couverture des cartes géologiques notamment pour le sud tunisien. En effet, les analyses et les traitements évoqués (génération des images en fausses couleurs, filtrage, classification et analyse des types de réseaux hydrographique) représentent un essai d'homogénéisation, de contrôle, de perfectionnement, d'interpolation, et donc de mise à jour de l'information cartographique géologique à l'échelle du 1/100000 avec des coûts relativement bas et une information continue offerte par la grande étendue spatiale des images satellitaires. Le produit sera donc une carte géologique optimisée aussi homogène, complète et précise que possible telle que illustré localement ici dans le sud de la Tunisie.

Ainsi, la photo-interpretation des images LANDSAT combinée à l'analyse du réseau hydrographique peuvent contribuer à l'optimisation de la cartographie géologique dans ces

zones étendues. Mais rappelons toutefois que la finalisation de la couverture géologique doit obligatoirement passer par une validation sur le terrain et si possible par la datation des terrains.

II - Description géologique de la zone d'étude

Cette partie constitue une synthèse des travaux qui s'intéressent à la géologie de l'Atlas méridional de la Tunisie. La cartographie géologique, à différentes échelles, nous a été aussi un support d'analyse intéressant.

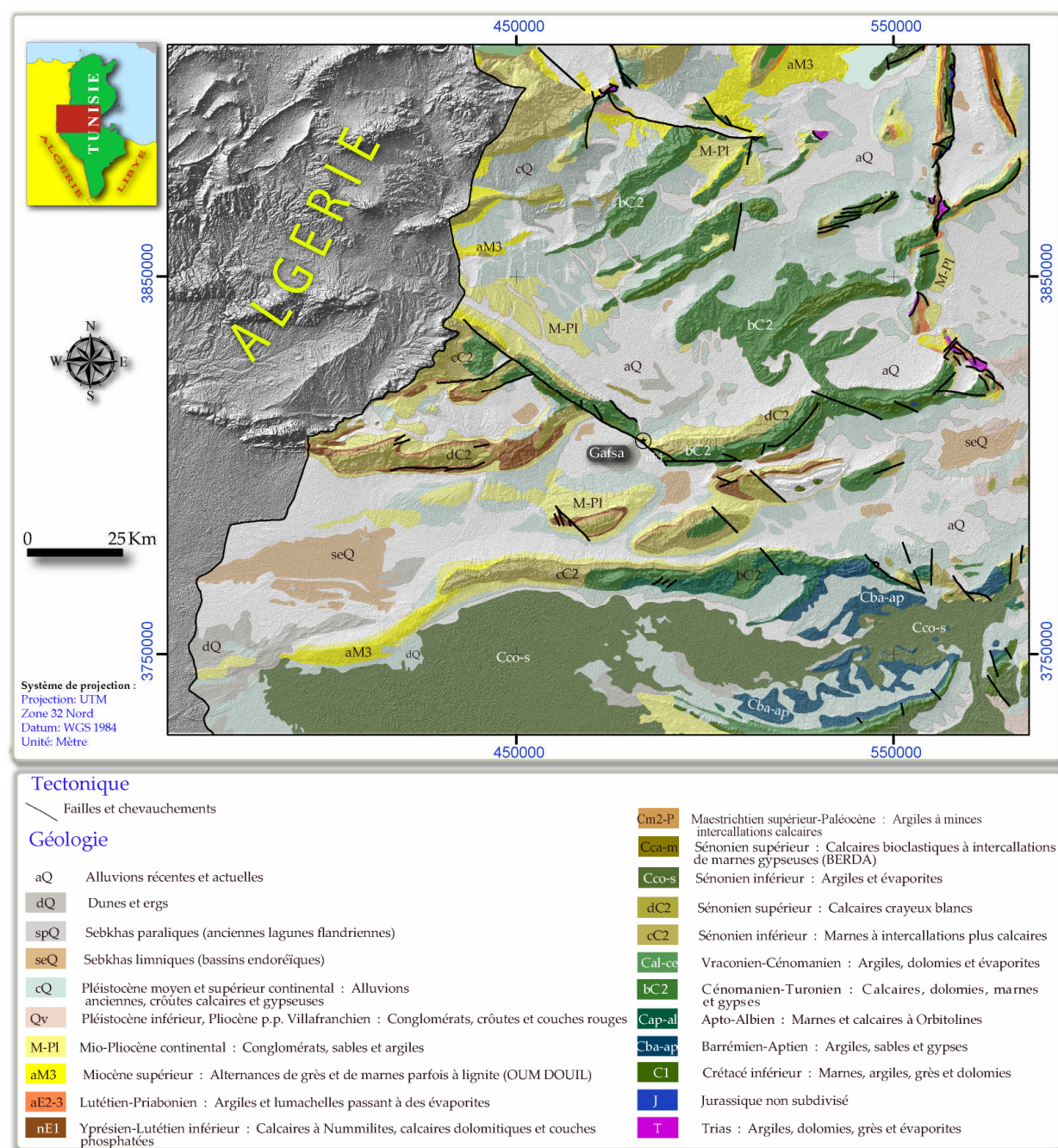


Figure 55: Carte géologique de l'Atlas méridional à l'échelle du 1/500.000^{ème} (d'après la carte géologique de la Tunisie à l'échelle du 1/500.000^{ème} réalisé par l'ONM en 1988).

D'après la couverture géologique de l'Atlas méridional à l'échelle du 1/500.000^{ème} (extrait de la carte géologique de la Tunisie réalisée par l'ONM en 1988) (Figure 55), les cartes géologiques de la zone d'étude à l'échelle du 1/100.000^{ème} (Figure 56) et de la carte tectonique du bassin de Gafsa à l'échelle du 1/150.000^{ème} réalisée par la Compagnie des Phosphates de Gafsa (1990-1993), les séries sédimentaires de la zone d'étude varient du Trias à l'actuel avec une dominance remarquable des argiles, des évaporites et des carbonates.

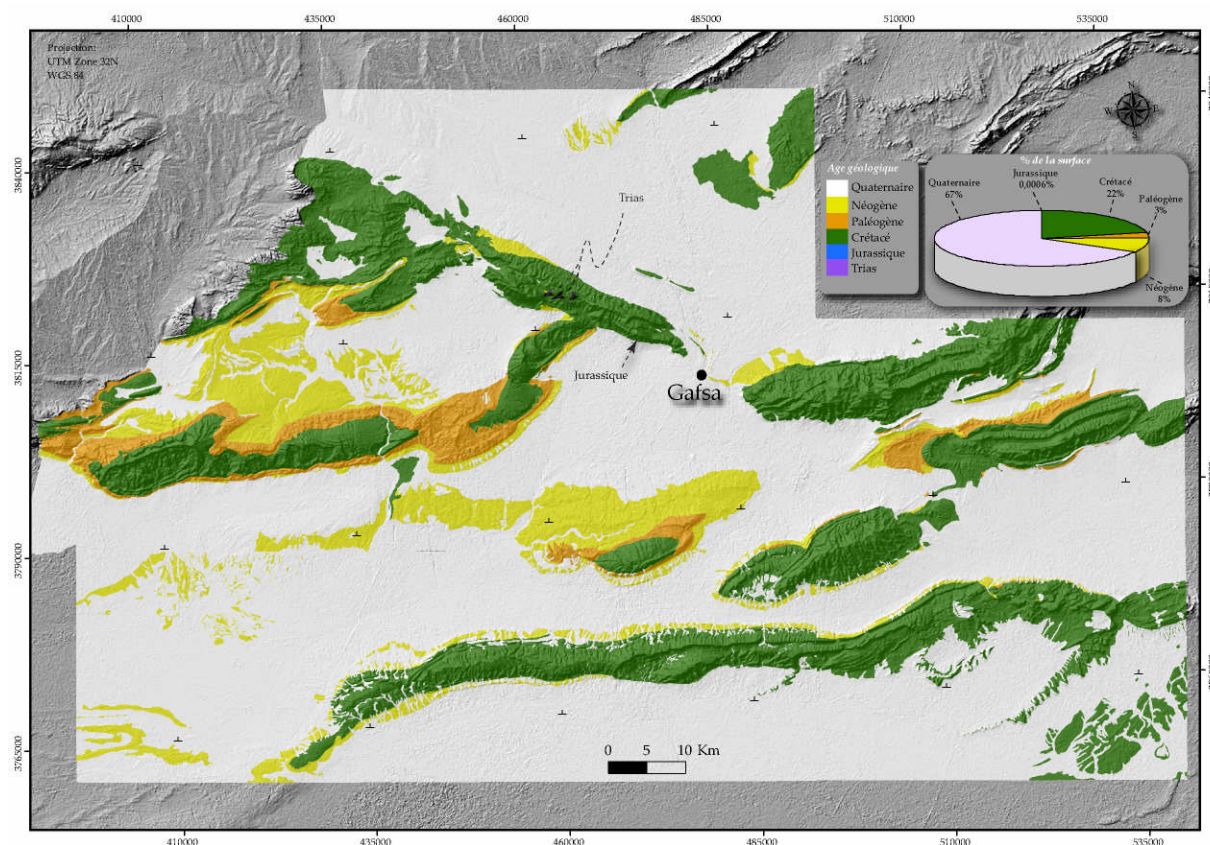


Figure 56: Carte simplifiée de la géologie de la zone d'étude (engendrée à partir des cartes géologiques de la zone d'étude à l'échelle du 1/100.000^{ème}) drapée sur le MNE SRTM du terrain.

Plusieurs subdivisions litho-stratigraphiques ont été adoptées pour décrire cette zone, parmi lesquelles, on cite celle de Zargouni (1985) illustrée dans le Tableau 15.

Tableau 15: Subdivisions litho-stratigraphiques de l'Atlas méridional (modifié d'après Zargouni, 1985).

Ages et étages		Subdivisions adoptées	
Quaternaire	Villafranchien	Segui	
Pliocène			
Miocène	Messinien	Beglia	
	Tortonien		
Eocène	Lutétien	Djebes	
	Yprésien	Metlaoui s.s.	Metlaoui
		Chouabine	
	Thanétien	Theldja	
Paléocène	Selandien Danien	El Haria	
Crétacé sup.	Maastrichien		
	Campanien	Abiod ⚡ Berda	
	Santonien	Aleg s.s.	
	Coniacien	Douleb	
	Turonien	Membre supérieur	Zebbag
	Cénomanien	Membre moyen	
		Vraconien	
	Crétacé inf.	Albien	Orbata
Aptien		Sidi Aïch	
		Bou Hedma	
Barrémien		Bou Dinar	
Hauterivien Valanginien		Melloussi	
Berriasien		Sidi Kralif	
Jurassique			

II-1 - Le Trias

En 1985, Zargouni a signalé l'existence d'un unique affleurement de Trias dans l'Atlas méridional de la Tunisie au niveau de J. Hafida dans l'extrême oriental de la chaîne du Nord des Chotts, mais la cartographie géologique à l'échelle du 1/100.000^{ème} a relevé l'existence de plusieurs pointements triasiques le long de la faille de Gafsa et plus exactement au niveau de J.

Ben Younes et J. Bou Ramli de la Chaîne de Gafsa. D'autres travaux (eg., [Ouled Grib & Slimane, 1994](#) ; [Abdallah, 2000](#)) ont appuyé ces observations.

Du point de vue lithologique, le Trias de la zone d'étude se présente comme un ensemble chaotique, non stratifié, constitué essentiellement de marnes bariolées, gypse massif, avec quelques niveaux calcaires-gréseux noirs, dolomies et grès micacés ([Burolet, 1973](#)).

II-2 - Le Jurassique

D'après la couverture géologique à l'échelle du 1/100.000^{ème}, le Jurassique affleure, dans la zone d'étude, uniquement au niveau du flanc sud ouest de J. Ben Younés, situé juste à l'aplomb de la faille de Gafsa. Cet affleurement, mis en évidence par les levés géologiques de la feuille de Gafsa (N° 66) effectués en 1985-1989 par [Slimane, Rabia et Zarai](#), a été rattaché au Tithonien supérieur par [Ben Youssef \(1989\)](#) sur la base d'une association d'ammonites (*Spiticeras pseudograleum blancheti*, *Tirnovella suprajurensis*, *Pseudragenticeras affbenekei*). La série est formée par deux niveaux ([Boukadi, 1994](#)):

- au sommet, des bancs métriques de couleur verdâtre contenant des Ammonites, des Brachiopodes, des Echinides et des Calpionelles ;
- à la base, des marnes verdâtres, avec intercalations dolomitiques, contenant des Foraminifères benthiques et des Ostracodes.

Ces affleurements correspondent à la formation de Sidi Kralif.

En sub-surface, les données du forage de Souinia 1 (SO1), situé à 35 Km au N-NE de la ville de Gafsa, ont permis à [Zouari \(1995\)](#) de subdiviser, de haut en bas, la série Jurassique comme suit :

- Jurassique moyen et supérieur d'une épaisseur de 530 m (de -2910 à -3440) composé de trois unités : une supérieure (formée d'argiles calcaires de couleur noire à vert grisâtre, avec des bancs de calcaires microcristallins et des calcaires argileux), une moyenne (composée d'argiles calcaires rougeâtres) et une inférieure (formée de calcaires argileux et d'argiles calcaires gris-noirâtre) ;
- Jurassique inférieur d'une épaisseur de 19.5 m (de -3440 à -3459.5) formé essentiellement par des dolomies.

II-3 - Le Crétacé

Le passage du Jurassique au Crétacé se fait au niveau de la formation de Sidi Kralif ([Burolet, 1956](#)).

En se limitant aux levés géologiques de huit cartes de la zone d'étude (*Figure 41*), le Crétacé affleure sur 22% de la surface du terrain (*Figure 56*). Ce qui lui permet de se positionner en second lieu, après le Quaternaire, du point de vue présence spatiale dans la zone d'étude.

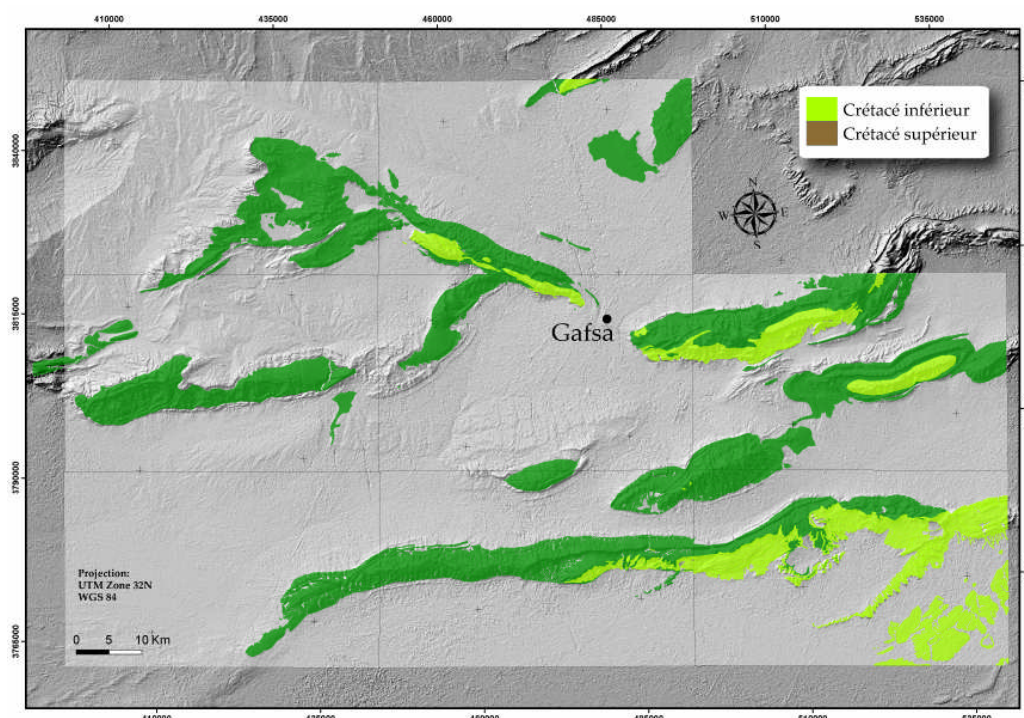


Figure 57: Répartition du crétacé inférieur et supérieur dans la zone d'étude (d'après la couverture géologique à l'échelle du 1/100.000^{ème}).

II-3-a - Le Crétacé inférieur :

D'après la couverture géologique à l'échelle du 1/100.000^{ème}, le Crétacé inférieur affleure le long de la chaîne de Gafsa (essentiellement au niveau du flanc sud de J.Orbata, flanc sud-ouest de J. Ben Younés et flanc sud ouest de J. Bou Ramli), à l'extrémité orientale de la chaîne Nord des Chotts (au niveau des flancs sud de J. Hadifa, de J. Hachichina et de J. Sif el Laham) et au niveau de J. Chemsî. Les affleurements de Crétacé inférieur sont quasiment absents le long de la chaîne de Métaloui et de Moulare (Figure 57).

Au sein des séries du Crétacé inférieur, plusieurs faciès se distinguent sur le terrain (Burolet, 1956): calcaires, dolomites, gypse, marnes et surtout les grès (essentiellement dans les intervalles du Barrémien et de l'Aptien).

Selon Zargouni (1985) et Zouari (1995), la série du Crétacé inférieur peut être subdivisée, de bas en haut, en cinq formations géologiques:

- Formation Meloussi: Cette formation a été attribuée par Zghal (1994) au Valanginien-Hauterivien. Elle est représentée par des alternances de sables, d'argiles gréseuses et de dolomies.

- Formation Boudinar : D'après la couverture géologique du secteur d'étude, cette formation, d'âge Hauterivien (Zouari, 1995), affleure uniquement sur le flanc sud de J. Orbata. Avec une épaisseur minimale de 530 m (Burolet, 1956), cette formation est représentée par des grès à stratifications obliques.
- Formation Bou Hedma : Cette formation est représentée par des argiles, grès, dolomies et évaporites. En 1994, Zghal a attribué à cette formation, grâce à l'existence des foraminifères et des Ostracodes, l'âge Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur.
- Formation Sidi Aïch : En se basant sur la cartographie géologie à l'échelle du 1/100.000^{ème}, un seul affleurement se présente dans notre secteur d'étude sous forme d'une ceinture qui contourne la base du flanc sud de J. Orbata (Figure 58). Cette formation, d'âge

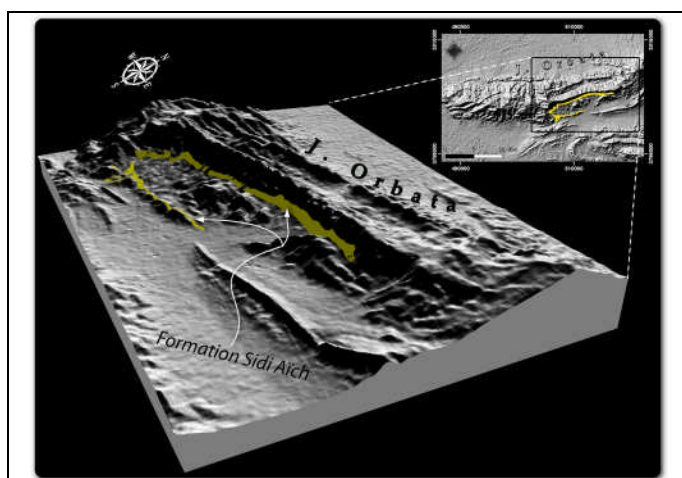


Figure 58: Formation Sidi Aïch au niveau de J. Orbata.

- Barrémien supérieur (Chekhma et al., 1990), est représentée souvent par des sables blanchâtres à intercalations d'argiles (Zouari, 1995).
- Formation Orbata : Dans le secteur d'étude, la formation Orbata, d'âge Bédoulien-Gargasien (Chaabani et al., 1992), affleure au niveau de la chaîne de Gafsa (J. Orbata, J. Ben Younés, J. Bou Ramli) et de J. Chemsî. Une coupe levée par Zouari en 1995, au nord de Bou Hamran (J.Orbata) montre que cette formation, avec presque 200 m d'épaisseur et reposant sur les sables de Sidi Aïch, est constituée de bancs de calcaires avec des alternances calcaire dolomitique- gypse- grès.

II-3-b - Le Crétacé supérieur :

La cartographie géologique à l'échelle du 1/100.000^{ème} montre que le Crétacé supérieur se manifeste dans toutes les chaînes de la zone d'étude et surtout au niveau de la chaîne de Moulares (Figure 57).

Trois ensembles lithostratigraphiques ont été distingués par Zargouni (1985) dans le Crétacé supérieur (de bas en haut):

- Formation Zebbag, d'âge Albien supérieur- Turonien, elle est composée essentiellement par des carbonates et des évaporites ;
- Formation Aleg, d'âge Turonien supérieur-Campanien inférieur, elle est formée par des argiles et des évaporites ;
- Formation d'Abiod, attribuée au Campanien supérieur-Maastrichtien, elle est formée par des carbonates. La formation Abiod est souvent structurée en trois membres ([Zouari, 1995](#)): membre inférieur, d'une épaisseur qui peut atteindre les 110 m, constitué par des calcaires, parfois argileux, à Inocérames et Orbitoïdes ; un membre moyen tendre, d'une épaisseur de 100 m, formé essentiellement par des argiles dans la chaîne de Gafsa (J. Orbata, J. El Ank), chaîne de Moulares (J. Bellil), J. Berda et J. Chemsî. Enfin, le membre supérieur, d'une épaisseur de 150 m (au niveau de Oued el Kerd) qui se présente comme une corniche formée par des calcaires massifs.

II-4 - Le Paléogène :

Le passage du Crétacé au Paléogène s'effectue au sein des marnes qui surmontent la dernière dalle du Crétacé supérieur. Ce passage est marqué par un niveau de condensation ([Ben Youssef, 1989](#)).

II-4-a - Le Paléocène :

Le Paléocène est formé essentiellement par deux formations :

- Formation El Haria : définie par [Burolet](#) en 1956, cette formation est reconnue dans toute la Tunisie par une sédimentation essentiellement argileuse. Dans le secteur d'étude, cette formation marque les pieds des reliefs de J. Chemsî, J. Berda, J. Sehib, Chaîne de Metlaoui et la partie méridionale de la chaîne de Moulares. Elle est quasiment absente dans la chaîne de Gafsa.
- Formation Thelja : Dans le secteur d'étude cette formation, définie par [Fournié](#) en 1978, est présente uniquement au niveau de chaîne de Metlaoui et J. Sehib. La coupe, réalisée par [Zouari \(1995\)](#) au niveau de Oued Thelja, montre que cette formation, de 90 m d'épaisseur, renferme deux unités : des lumachelles sur lesquelles reposent des gypses à intercalations dolomitiques et lumachelliques.

II-4-b - L'Eocène

D'après [Zouari \(1995\)](#), l'Eocène est représenté dans le secteur d'étude par trois formations géologiques (de haut en bas):

- Formation Chouabine : cette formation, d'âge Yprésien inférieur (Fournié, 1978), est constituée par deux unités : une partie sommitale contenant des sables phosphatés et des lumachelles à Ostrea et une partie basale formée par des argiles noires à intercalations de bancs de calcaires micritiques, de calcaires micritiques blancs à Gastéropodes et de petits lits phosphatés. Dans la zone d'étude, la formation Chouabine affleure dans la chaîne de Méthlaoui, au sud de la chaîne de Moulares et à J. Sehib.
- Formation Kef Ed Dour : cette formation, d'âge Lutétien inférieur (Burolet, 1956), se présente dans les mêmes localités que la formation Chouabine. Les calcaires fossilifères à lumachelliques qu'ils constituent la formation Kef Ed Dour lui ont permis de se distinguer morphologiquement par sa forme en "corniche".
- Formation Jebbs : cette formation, attribuée au Lutétien par Burolet (1956) et dominée par les gypses avec des intercalations marneuses et dolomitiques, présente une distribution spatiale très limitée : J. Sehib, J. Stah et J. Chemsî. Pour ce dernier, les affleurements de la formation Jebbs se distinguent par leur forme lenticulaire (Zouari, 1995).

II-4-c - L'Oligocène

La présence de l'Oligocène dans la zone d'étude a constitué un sujet de débat scientifique entre les géologues : Selon Burolet (1956), le sud, le sud-ouest et une partie du centre de la Tunisie sont marqués par l'absence des dépôts Oligocènes. Zargouni (1985) a adopté dans sa thèse une lacune de dépôt

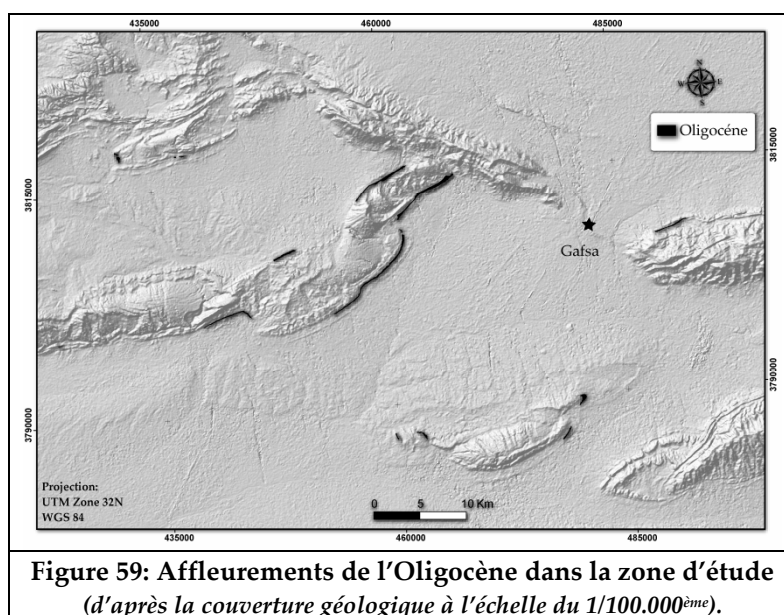


Figure 59: Affleurements de l'Oligocène dans la zone d'étude
(d'après la couverture géologique à l'échelle du 1/100.000^{ème}).

Oligocène (Tableau 15). Mais sur la couverture géologique à l'échelle du 1/100.000^{ème}, l'Oligocène figure localement dans la zone d'étude, essentiellement de la chaîne de Metlaoui (J. Stah et J. Biadatt) et J. Sehib (Figure 59). La formation Shib est constituée par des argiles sableuses rouges.

Dans ses travaux de thèse, Boukadi (1994) a signé dans le log stratigraphique synthétique de la région de Gafsa (Figure 60), l'existence de l'Oligocène.






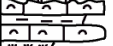









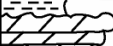
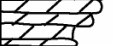


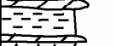
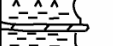

Age	Log	Lithologie
Pliocène- Pléistocène		Conglomérats grossiers
Miocène supérieur		Silts et conglomérats Lentilles de gypses
Miocène inférieur		Sables à bois fossiles
Oligocène ?		Argiles sableuses à hélicidés, calcaires, lumachelles
Priabonien- Lutétien supérieur		Gypses et dolomies
Lutétien inférieur		Barres calcaro- dolomitiques
Yprésien		Argiles lumachelles, gypses, phosphates
Paléocène		Argiles et marno- calcaires
Maastrichtien inf. moyen et Campanien		Calcaires blanc - argiles
		Argiles, marnes, calcaires
		Argiles, calcaires blancs
Coniacien Turonien		Argiles, calcaires, dolomies et gypses
		
Cénomanién		Barres calcaro – dolomitiques Argiles, lumachelles Dolomies et gypses
		
Albien supérieur		Calcaires à Knemiceras, Barres dolomitiques
Aptien		Dolomies et alternances carbonatées
		
Barrémien et Hauterivien sup.		Sables blancs
		Argiles, calcaires, dolomies, gypses et sables
Valanginien Hauterivien basal		Sables grossiers
Tithonien sup.		Marne, calcaires, argiles siliceuses

Figure 60: Log stratigraphique synthétique de la région de Gafsa (Boukadi, 1994).

II-5 - Le Néogène (Miocène et Pliocène)

Le Néogène se distingue par ses formations détritiques qui ont pris place lors des épisodes lagunaires (Bouaziz, 1995):

- Formation Sehib : cette formation, attribué à l'Aquitanién (Biely et al., 1972), est constituée essentiellement par des argiles rouges et vertes silteuses. L'épaisseur de l'ensemble varie de 20 à 30m (Bouaziz, 1995).
- Formation Beglia : cette formation, attribuée par Biely et al., en 1972, au Serravalien-Tortonien, affleure surtout au niveau de la chaîne de Métlaoui et la chaîne de Moulares. Cette formation est dominée par des argiles rouges et vertes, de sables fins à stratification oblique et dragées de quartz (Bouaziz, 1995).
- Formation Ségui : elle est d'âge Néogène et la plus représenté sur le terrain. Elle se prolonge à la base du flanc nord de la chaîne du Nord des Chotts jusqu'à la chaîne de Métlaoui (surtout J. Stah), à J. Berda, et à la plaine de Ségui. Le long de la chaîne de Gafsa, cette formation n'affleure qu'au nord de J. Orbata. D'après la description de Bouaziz (1995), la formation Ségui, qui est attribué au Plio-Quaternaire correspond à une série d'argiles silteuses brun-rouge et de sable, contenant des niveaux conglomératiques à blocs et galets.

II-6 - Le Quaternaire

D'après la cartographie géologique du 1/500.000^{ème} de la Tunisie, la zone d'étude, qui s'étale sur 32 751 Km² de la Tunisie, est occupée dans sa majeure partie par le Quaternaire : 17902 Km², soit 54,66 % de la zone d'étude (Figure 61).

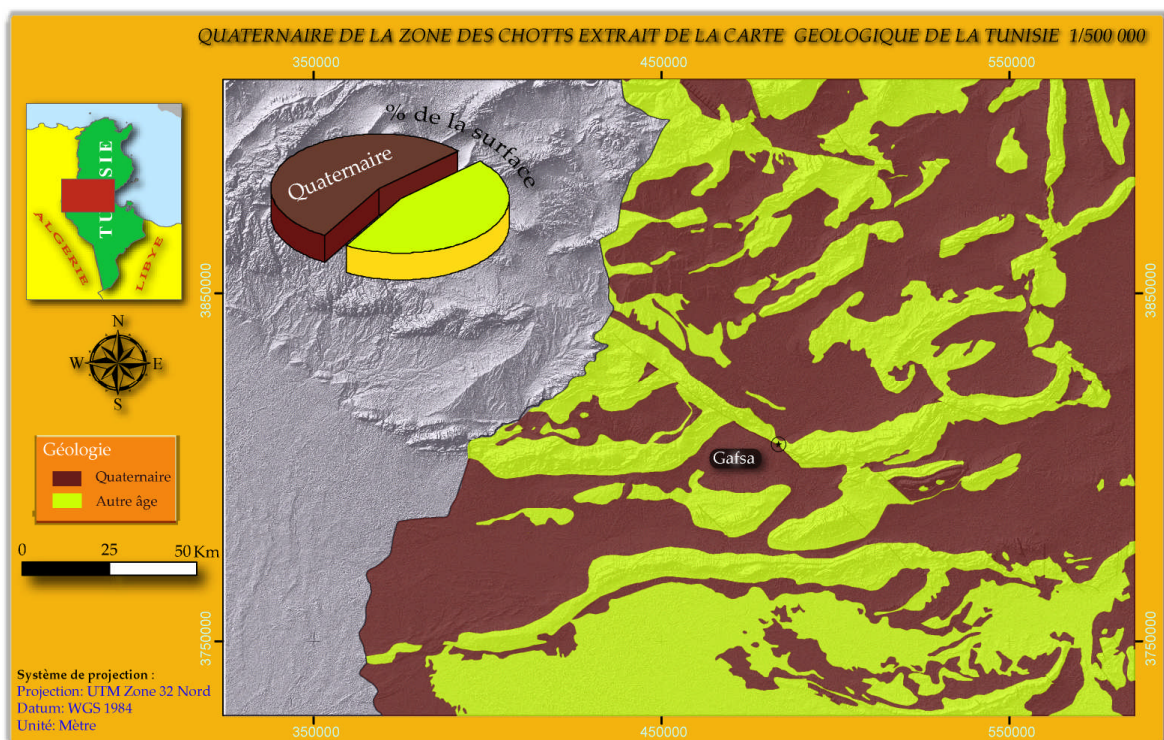


Figure 61: Repartition du Quaternaire dans la zone d'étude (Extrait de la carte géologique de la Tunisie à l'échelle du 1/500.000^{ème}).

La région de Gafsa est caractérisée par la diversité des dépôts quaternaires. Une synthèse exhaustive des travaux qui portaient sur cette thématique a été présentée par [Ben Oueddou \(1994\)](#).

Et comme le montre la *Figure 61*, le Quaternaire se trouve piégé par les structures morphologiques de ce domaine.

L'analyse des cartes géologiques à l'échelle 1/100.000^{ème} (*Figure 43*), couvrant la zone d'étude ainsi que leurs notices explicatives, montre que le Quaternaire prend plusieurs aspects ou lithologies. Cela est dû essentiellement à la variation des milieux de dépôt : des dépôts d'origine lacustre, d'autres marins ou bien aussi continental.

A partir des critères morphologiques et lithologiques, [Bouaziz \(1995\)](#) a distingué les ensembles suivants :

- Le Villafranchien : une série essentiellement conglomératique avec croûte calcaire, coiffant la formation Ségui. Elle est constituée d'une alternance de conglomérats très grossiers, de sables et de marne siliceuse ;
- L'Acheuléen (Pléistocène supérieur): il est constitué par des dépôts grossiers surmontés par une croûte gypseuse, formant le glacis supérieur ;
- Le Moustérien (Pléistocène supérieur): c'est un dépôt argilo-limoneux surmonté par une croûte gypseuse qui forme le glacis moyen ;
- Le Capsien (Holocène): nettement aperçu dans des berges des oueds, il est formé par des sables fins, de lits argileux et de graviers.

Chapitre III - Analyse géomorphologique

I - Description morphologique du terrain

La géomorphologie est une discipline de la géographie physique et des géosciences qui étudie les caractéristiques, la disposition et l'évolution des formes du relief terrestre (Joly, 1977). Ce paragraphe ne présente qu'une phase de reconnaissance du terrain. Par la suite, il ne s'agit pas de détailler ici l'aspect géomorphologique mais seulement de décrire le terrain en exposant brièvement les grandes structures morphologiques (dépressions et chaînes) du secteur d'étude.

I-1 - Les plaines et les dépressions

Les plaines sont des zones étendues et plates qui peuvent avoir plusieurs origines. Si elles sont élevées elles deviennent des plateaux (Ollier et Pain, 2000). Les plaines de la zone d'étude renferment plusieurs dépressions fermées, qui correspondent, dans la plupart du temps, à des chotts (Roudaire, 1977).

Signalons que les dépressions fermées, dont les dénominations de chott, sebkha, garaet, traduisent la diversité des aspects. Le terme de chott désigne un pâturage de plantes halophiles (adaptées aux milieux salés), et celui de sebkha une dépression fermée où les efflorescences salines interdisent toute végétation (Ould Baba Sy, 2005). Le garaet fait référence à des petits plans d'eau dans des dépressions.

Dans le contexte nord africain, les principaux chotts, illustrés dans la *Figure 62*, sont situés dans une bande orientée NE-SW en Maroc-Algérie occidentale et WNW-ESE en Algérie orientale-Tunisie. Il s'agit d'un alignement de bassins évaporitiques situé à cheval entre la plate-forme saharienne et le domaine plissé de la chaîne atlasique. Ces chotts, dont nous avons évalué leurs surfaces à 27350 Km², sont bordés, vers le sud, par l' "accident sud-atlasique" allant d'Agadir (Maroc) jusqu'au golfe de Gabès (Tunisie) (Rabia et Zargouni, 1990).

A ce stade, on se limite à évoquer l'"accident sud-atlasique" comme un trait structural majeur (Caire, 1971) qui sépare, au nord, un domaine plissé d'un autre domaine non plissé, au sud, connu sous le nom de plate-forme saharienne (Russo et Russo, 1934).

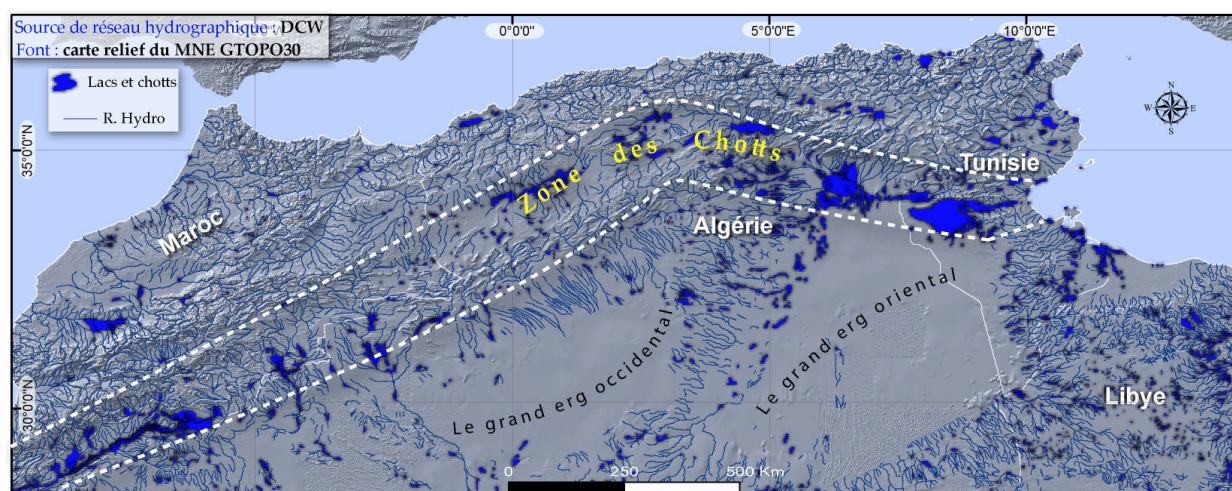



Figure 62: Réseau hydrographique du Maghreb et localisation des Chotts.

Deux zones se distinguent dans la *Figure 62* par l'absence du réseau hydrographique : il s'agit des grands ergs : Le grand erg occidental et le grand erg oriental. Le terme erg désigne les champs de dunes fixes dont seul la partie sommitale est soumise à l'érosion éolienne.

 Le réseau hydrographique, figurant dans la carte ci-dessus, est extrait à partir de la banque des données vectorielles "Digital Chart of the World" DCW disponible, à l'échelle du 1/1.000.000^{ème}, sur le site: <http://www.maproom.psu.edu/dcw/>. Cette banque, régulièrement mise à jour depuis 1992, est considérée comme le Système d'Information Géographique le plus complet à l'échelle du globe. Elle est constituée essentiellement par les produits de vectorisation des cartes aéronautiques, conçues par l'Agence de Cartographie de la Défense des USA (US Defense Mapping Agency-DMA) à l'échelle du 1/1.000.000^{ème}. Mais malgré que les données DCW ont une faible exactitude, exprimée par une Erreur Moyenne Quadratique (en anglais : "Root Mean Square Error" notée RMSE) élevée (Tatem et al., 2005), nous avons estimé que l'utilisation de cette banque à l'échelle de l'Afrique du nord est tolérable vu qu'elle se limite à l'aspect descriptive et non pas quantitative.

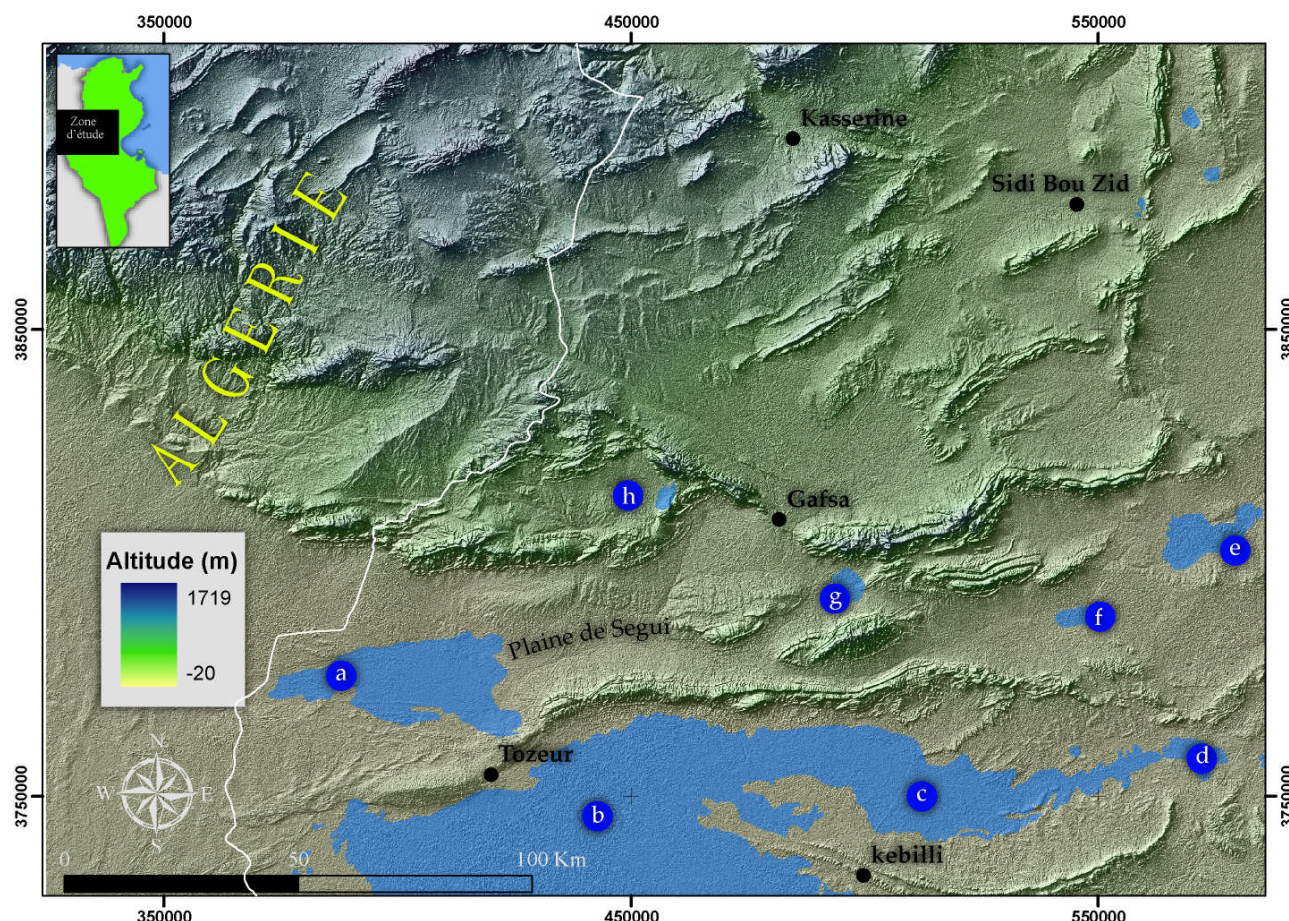


Figure 63: Plaines et dépressions de l'Atlas méridional de la Tunisie : a- Chott El Gharsa ; b- Chott El Jerid ; c- Chott El Fejaj ; d- Sebket El Hamma ; e- Sebket En Nouer ; f- Sebket Sidi Mansour ; g- Sebket Guettar ; h- Garaat Ed-Douza.



Figure 64: Vue panoramique : chott El jerid et la chaîne du Nord des chotts.

chott (Castany, 1949 et 1951). D'après Castany (1952), cette zone est cisailée par un réseau de failles profondes.

Chott El Jerid (Figure 64) occupe une cuvette dont les strates les plus anciennes sont d'âge Cénomanién et affleurent en bordure des chaînes nord et sud de cette dépression. Ces séries

Occupant presque 5500 Km², et s'étendant sur une distance presque de 200 Km, la dépression saline du Chott El Jerid (Figure 63), qui se prolonge à sa pointe orientale par Chott El Fejaj, se place parmi les plus importantes dépressions de la chaîne nord africaine (Coque, 1962). C'est aussi une zone de subsidence tectonique, surtout le long de la limite nord de ce

comprennent essentiellement du gypse, des calcaires, des dolomies et des argiles (Domergue et al., 1952).

D'après le MNT SRTM, les chotts El Fejaj et El Jerid se situent entre 10 et 30 m d'altitude, El Gharsa est à 23 m en dessous du niveau de la mer. Cette valeur négative au niveau d'El Gharsa est interprétée, au début, par Coque (1962) comme étant le résultat d'une érosion intensive impliquant le transport des matériaux et leur sédimentation dans les dépressions synclinales de voisinage. Mais par la suite, une autre hypothèse a été adoptée par la majorité des chercheurs (Zargouni & Trémolières, 1985 ; Ben Ferjani et al., 1990 ; Hlaïem, 1999 ; etc.): l'existence de ces dépressions, d'une façon générale, est liée essentiellement au jeu de failles, surtout la faille normale qui s'étale tout au long de la Chaîne du Nord des Chotts avec une direction globale E-W et qui contrôle la forte subsidence dans les dépressions des chotts.

L'histoire de la formation de ces chotts semble avoir débuté à l'époque paléozoïque supérieur, précisément pendant le Carbonifère supérieur (Swezey, 1996). Par la suite, la plupart des subsidences qui ont affecté ces chotts se sont déroulés pendant le Trias moyen et le Jurassique (Swezey, 1996). Actuellement, la subsidence persiste toujours surtout à Chott El Gharsa et Chott El Jerid.

En effet et en se basant sur les données géologiques et tectoniques, Swezey (1996) a pu conclure que la valeur de la subsidence dans la dépression des Chotts varie avec le temps. En particulier, pour le Miocène et le Pliocène, la valeur moyenne est estimée à 0.01 mm/année. Cette subsidence s'est amplifiée pendant le Quaternaire pour avoir une valeur qui varie, selon l'emplacement, entre 0.01 à 0.27 mm/année. Les zones qui étaient les plus touchées par l'affaissement sont celles de Chott El Jerid et Chott El Gharsa avec un taux de subsidence estimé par Swezey (1996) à 0.08-0.26 mm/année.

Vu cette subsidence, ces chotts fournissent un milieu favorable pour le dépôt des sédiments, en effet Ben Ferjani et al. (1990) ont estimé que plus de 4000 m de sédiments ont été déposés dans la dépression des Chotts pendant le Jurassique et le Crétacé inférieur.

Autre que ces chotts, le paysage se distingue par ces plaines étendues situées à des altitudes variables, comme c'est le cas de la plaine quaternaire, située au nord de la chaîne de Gafsa qui s'étale entre la ville de Maknassy à l'est jusqu'à J. Ben Younes à l'ouest, et dont son altitude varie de 250 m à 450 m.

I-2 - Les chaînes

Dans leur étude menée sur l'identification de l'origine des montagnes dans plusieurs secteurs du monde, [Ollier et Pain \(2000\)](#) remettent la genèse des structures à haute élévation à deux causes principales : au plissement des couches sédimentaires sous l'influence des contraintes tectoniques ou au soulèvement régional d'une vaste plaine, devenant un plateau (comme c'est le cas du plateau de Highveld en Afrique de Sud ou du plateau de Tablelands en Australie), qui sera au fil de temps partiellement érodé.

En Tunisie méridionale, les structures élevées correspondent à des structures plissées ([Zargouni, 1985](#)) dont les cœurs sont occupés, principalement, par les matériaux carbonatés du Crétacé ([Swezey, 1996](#)).

Le cadre tectonique, précédemment exposé, en collaboration avec les phénomènes de l'érosion, a profondément marqué le paysage de la région à travers la sculpture de quatre principales chaînes montagneuses décrites ci-dessous (*Figure 65*):

Chaîne de Gafsa: elle s'étale sur presque 130 Km de J. Bou Douaou à l'Est jusqu'à J. Bou Ramli à l'ouest. Il s'agit d'un faisceau étroit de plis de directions N110°E à N060°E en passant par la direction N90°E ([Zargouni, 1985](#)). Au niveau de la ville de Gafsa, un arc se dessine occupé, essentiellement dans sa partie concave, par J. Orbata (N°18 dans la *Figure 65*).

Chaîne de Moulares: c'est un ensemble de quatre plis principaux qui s'étendent sur plus de 40 Km et de direction moyenne N080°E. Ces plis sont dissymétriques : pente douce au flanc nord et en pente forte sur le flanc sud ([Boukadi, 1994](#)). Cette chaîne est tronquée et déviée, à son extrémité orientale, selon la direction N110°E par l'accident de Gafsa.

Chaîne de Metlaoui: elle se prolonge de J. Mandra en Algérie jusqu'à J. Biadatt en Tunisie sur 110 Km. Elle prend fin à proximité de la faille de Gafsa. Elle présente des torsions N060°E surtout à proximité de J. Es Stah.

Chaîne du Nord des Chotts: elle représente la limite méridionale des faisceaux plissés de l'Atlas, il s'agit d'un alignement, de direction moyenne E-W, de plis en relais ([Zargouni, 1985](#)), avec une flexure SW à son extrémité occidentale. Sa longueur est estimée à 200 Km.

En plus de ces quatre chaînes, le secteur d'étude englobe des massifs plus au moins isolés : Sehib, Berda, Chemsî et Bel Kreir.

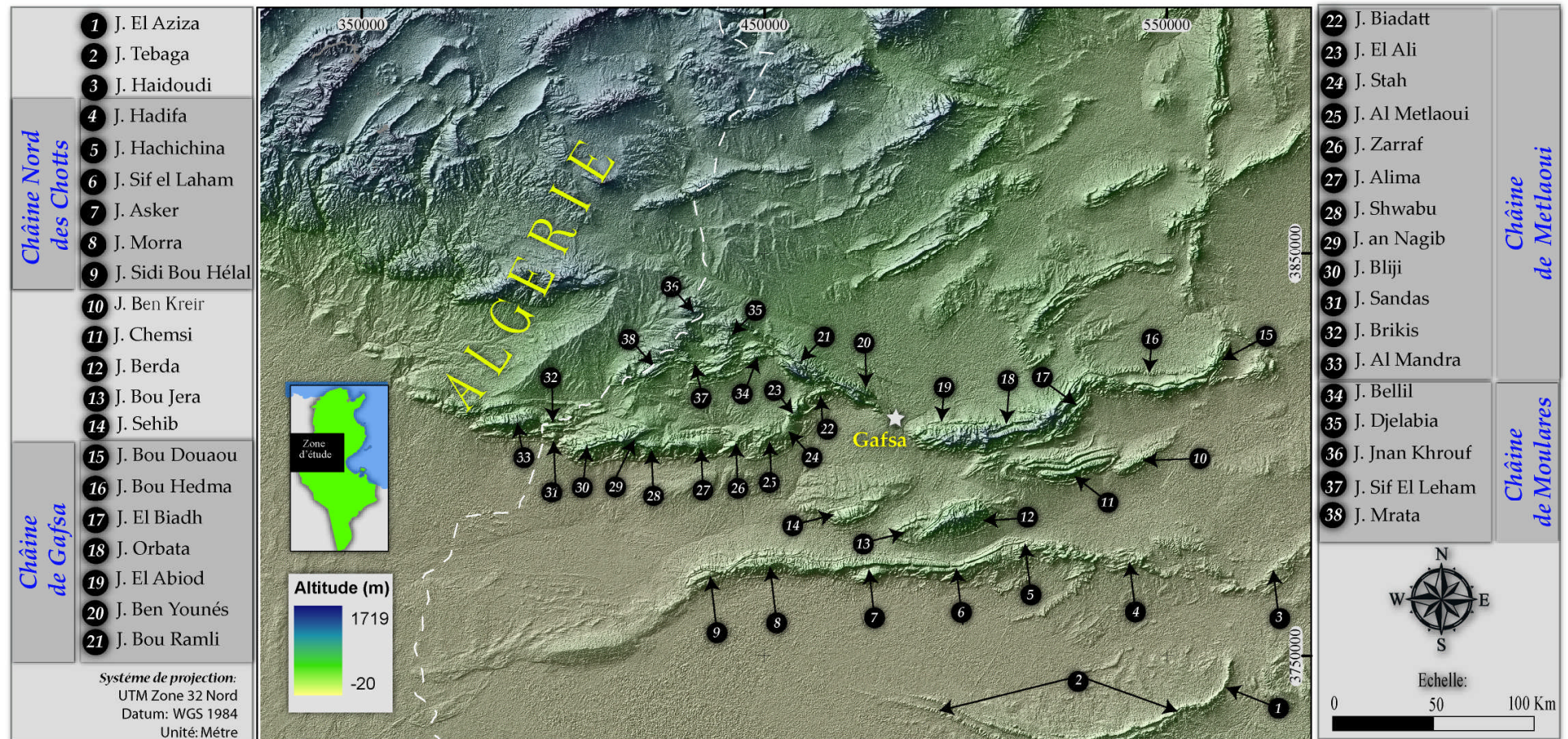


Figure 65: Les principales chaînes plissées de l'Atlas méridional de la Tunisie.

II - Analyse géomorphologique quantitative du terrain

La géomorphologie actuelle résulte de l'interaction entre phénomènes profonds (nature lithologique, contexte tectonique) et phénomènes superficiels (érosion, sédimentation) qui sont influés par plusieurs facteurs ([Derruau, 1988](#)) : eg., les processus climatiques (vent, la succession de phases de gel et de dégel, etc.) ; la lithologie des roches ; les paramètres morphologiques (altitude, orientation, pente, etc.).

Ainsi, la géomorphologie traduit à la fois l'empreinte laissée par l'érosion, la tectonique et la sédimentation ([Legier, 1977](#) ; [Tapponnier & Molnar, 1979](#) ; [Deffontaines, 1990](#) ; [Burbank et Pinter, 1999](#) ; [Kühni & Pfiffner, 2001](#) ; [Slama, 2008](#)).

[Dury \(1972\)](#) évoque que cette discipline a connu une évolution rapide pendant les années soixante avec le changement de ses techniques d'étude, ses concepts, et ses buts. Mais le changement primordial reste l'apparition des méthodes quantitatives, puisque la géomorphologie, comme toute autre science, prend sa puissance quand elle est quantifiée par l'usage des formulations mathématiques intégrées dans des méthodes et des techniques ([Calvet, 2000](#)).

En effet, la géomorphométrie, terme utilisé par [Morisawa](#) en 1962, s'occupe de décrire et de mesurer les formes du relief terrestre ([Baulig, 1959](#) ; [Pike & Dikau, 1995](#) ; [Pike, 2000](#)), offrant, par la suite, à la géomorphologie des outils de quantification de la topographie terrestre, permettant ainsi la discrimination et la comparaison des entités géomorphologiques. Elle est basée, essentiellement, sur l'analyse des variations de l'altitude en fonction de la distance ([Deffontaines, 1990](#) ; [Pike et Dikau, 1995](#) ; [Pike, 2002](#) ; [Dehn et al., 2001](#) ; [Bolongaro-Crevenna et al., 2005](#)). Cette analyse s'incorpore sous le concept de [Depraetere \(1984\)](#) "Le relief aussi s'informatise".



La discipline qui s'occupe de l'étude des formes des fonds marins est nommée Orométrie.

L'identification des unités géomorphiques d'un terrain s'appuie sur diverses approches : paramétrage morphométriques, techniques de filtrage, statistique multi- variables, etc.

Le support le plus fréquemment exploité pour décrire, quantifier et interpréter le relief est, sans doute, le Modèle Numérique du Terrain (MNT) ([Deffontaines, 1990](#) ; [Pike et Dikau, 1995](#)).

II-1 - Données numériques de terrain

II-1-a - Notions de base

L'information numérique représentant la topographie du terrain peut être présentée sous différents formats (*Figure 66*).

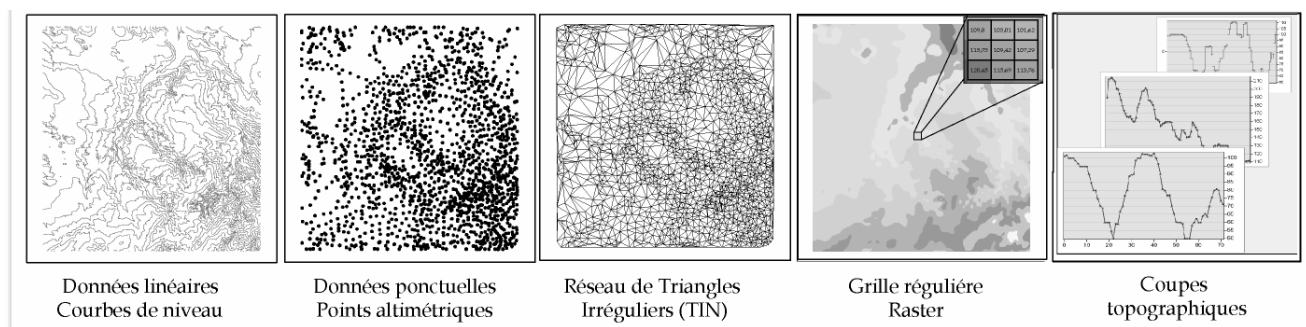


Figure 66: Types des données topographiques.

Pour représenter l'altimétrie, deux types de modèles sont utilisés (Figure 67). Chacun d'entre eux désigne un type d'information: ① le **Modèle Numérique de Terrain (MNT/DTM)**, dont l'utilisation remonte aux années 50 (Miller & Laflamme, 1958), est une reproduction numérique de la forme et de la position de la surface du sol sans prendre en considération l'occupation du sol (végétation, construction, etc.) (Rognant, 2000). Ainsi le MNT renvoie à un concept beaucoup plus large de la représentation du terrain, y compris les paramètres du terrain comme la pente et l'aspect, les composantes morphologiques de terrain (crêtes, vallées, ...) ; etc. (Zhou et al., 2008). ② Alors que le **Modèle Numérique d'Élévation (MNE/DEM)** fait référence à des modèles de terrain avec des informations d'altitude seulement. Par la suite, le MNE représente non seulement le relief mais aussi l'occupation du sol (bâtiment, végétation...). Cela peut créer des problèmes lors de l'interprétation géomorphologique comme c'est le cas illustré dans la Figure 68 où le tracé d'une route, bien prononcé sur le MNE, peut être interprété comme un linéament morphologique.

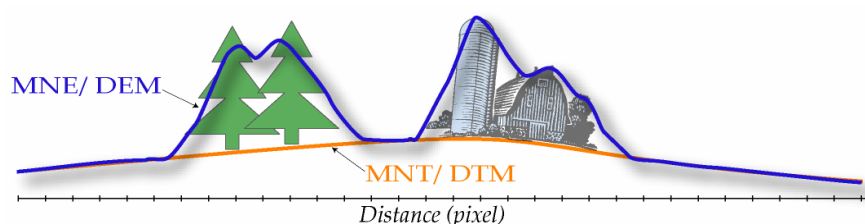


Figure 67: Deux représentations de l'altitude : MNT/DTM : Sol nu sans prise en considération de l'occupation du sol ; MNE/DEM : Moyenne des altitudes par rapport à la taille du pixel de la 1^{ère} surface réfléchissante.

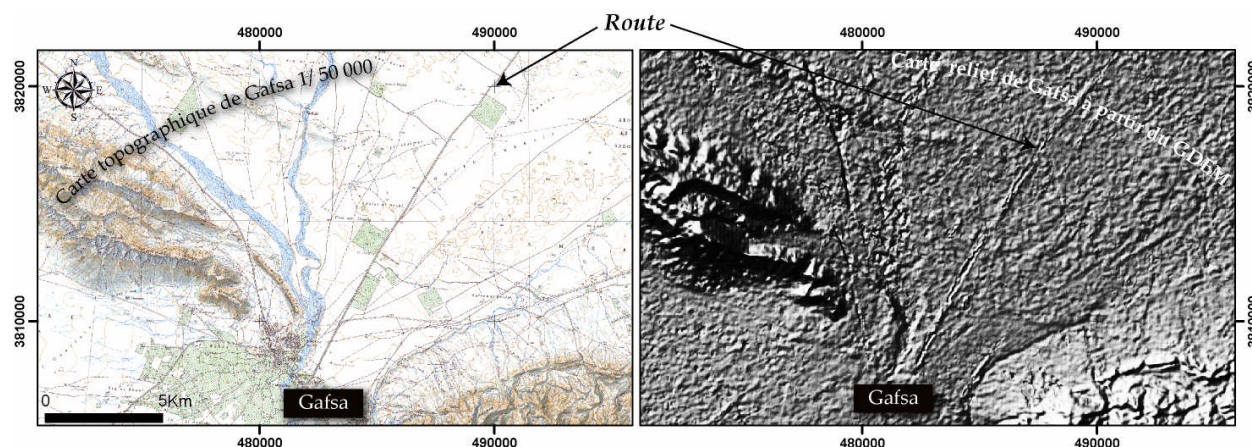


Figure 68: Visualisation des routes dans l'ASTER-GDEM.

Les sources des MNTs et les MNEs sont diverses (Figure 69):

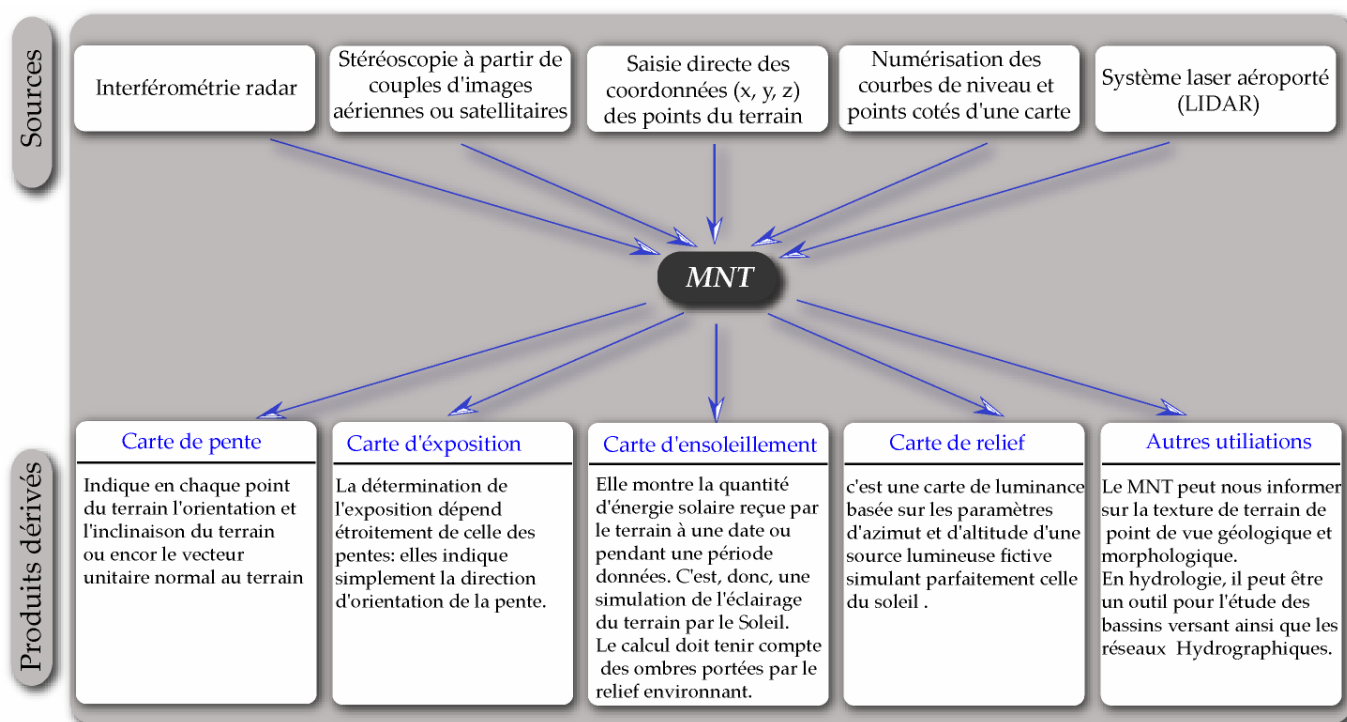


Figure 69: Sources et quelques produits dérivés du MNT ou du MNE.

- Actuellement, la plupart des données numériques d'élévation disponibles sont le produit de la photogrammétrie numérique (Moore et al, 1991). Cette source s'appuie sur la photorestitution numérique des photographies aériennes ou sur l'extraction automatisée à partir des images satellites (Carter 1988 ; Weibel & Heller 1991 ; Wilson & Gallant, 2000).

- Le modèle de courbes de niveau correspond à un échantillonnage du terrain, suivant la direction verticale, où chaque courbe de niveau est décrite numériquement par une ligne polygonale P1P2 (Monier, 1997). Les données d'élévation peuvent être acquises par la vectorisation des courbes de niveau sur les cartes topographiques.

- La saisie directe des coordonnées (x, y, z) des données de terrain est accomplie, dans la plupart des cas, grâce à la technique du GPS "Global Positioning System". Mais, il est important de signaler que cette source n'est pas commode pour le calcul du MNT puisque elle peut dissimiler des erreurs liées essentiellement aux processus de collecte, d'enregistrement et de production (MacEachren, 1985 ; Muller, 1987 ; Desmond, 2003 ; Slama, 2008 ; Milan et al., 2011 ; Xie et al., 2011). Par contre, et surtout dans des petits espaces (carrière, plan de lotissement, etc.), une autre méthode est fréquemment utilisée pour le calcul des modèles numériques de terrain : le levé topographique en utilisant un appareil de mesure par nivellement (le théodolite par exemple).

- Grâce au chevauchement de deux missions ERS1 et ERS2 pendant 5 ans (du 21 Avril 1995 jusqu'au 10 mars 2000), les scientifiques ont pu avoir l'occasion d'obtenir deux images de la même zone avec un décalage d'une journée (mission TANDEM). Le mouvement de terrain entre les deux images prises à une journée d'intervalle est quasiment nul : favorable à la création d'un MNT en utilisant la technique de l'interférométrie radar (*traitée dans la 3^{ème} partie de ce manuscrit*). Le produit dérivé, l'interférogramme, sera constitué de franges topographiques, assimilables à des courbes de niveau. Cette technique est utilisée par la suite en utilisant d'autres types d'images satellitaires comme c'est le cas pour la création du MNE SRTM (*détaillée dans le paragraphe II-1-b-3-*).

- Les systèmes LiDAR "Light Detection And Ranging" ou lasers aéroportés mesurent la distance entre le sol et l'avion à l'aide d'un télémètre laser (Wehr & Lohr, 1999). Afin de pouvoir attribuer l'altitude, mesurée par le laser, à une paire de coordonnées précise à la surface du sol, le positionnement absolu du faisceau laser lors de la mesure est déterminé grâce aux informations enregistrées conjointement par un GPS et une centrale inertielle.

Le traitement des mesures LiDAR, figurants sous format de fichier (x, y, z), et le filtrage des résultats permettent de distinguer une altitude "terrain" (MNT ou le "sol") et une altitude correspondant aux objets comme les toits et les arbres, etc. (MNE ou le "sursol").


Cette technique permet la représentation la plus fiable de la surface de terrain, elle a été adaptée dans plusieurs travaux de recherche récentes (Doneus et al., 2008 ; Ventura et al., 2008 ; Norton et al., 2008) mais et jusqu'à nos jours, n'a pas été appliquée en Tunisie.

II-1-b - Inventaires des données topographiques exploitées dans cette étude

Cinq types de MNTs (*Figure 70*) sont disponibles dans la zone d'étude et peuvent être exploités dans les divers applications abordées dans ce document (analyse morphométrique, géocodage des images radar, étude morphostructurale, etc.) ; ils sont utilisés dans les analyses

multi-échelles. Par exemple, l'information liée à la morphologie du terrain, à l'échelle de la Tunisie, est introduite à travers le MNE SRTM de résolution 30×30 m que nous avons ré-échantillonné à la maille kilométrique pour satisfaire au système de coordonnées UTM Zone 32N. Alors que, pour la représentation de la bathymétrie, nous avons utilisé les données compilées par le National Geophysical Data Center (NGDC): ETOPO 1 mis à la disposition du public sous le site Web <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.HTML>.

Pour certaines cartes, illustrées dans ce travail, ces deux types de données ont constitué deux informations complémentaires pour cartographier, grâce au logiciel GMT (Generic Mapping Tools), la morphologie continent-mer.

 La notion de "la résolution spatiale" des MNE issus de télédétection (GTOPO30, SRTM, GDEM) est développée en détail dans le paragraphe (*Partie III-Chapitre I -I-2-c - Résolution spatiale et taille du pixel de l'image radar avant et après le traitement ROS*).

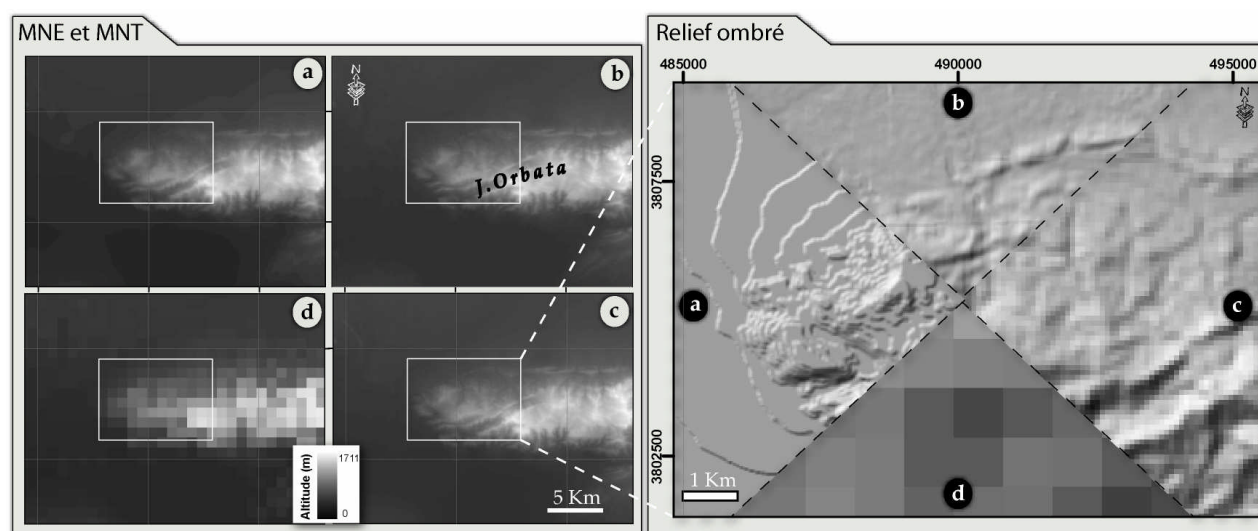


Figure 70: Illustration des différents types de MNT et MNE disponibles dans la zone d'étude et leurs cartes de relief ombré associées (zone de test : J. Orbata): a- MNT calculé à partir des cartes topographiques à l'échelle du 1/100 000^{ème} (résolution = 25 m) ; b- ASTER GDEM (résolution = 30 m) ; c- SRTM (résolution = 90 m) ; d- GTOPO30 (résolution = 1 km).

Malgré leurs récentes apparitions, notamment l'ASTER GDEM qui date de Juin 2009, l'utilisation de ces MNT a prouvé une grande efficacité à résoudre plusieurs problématiques scientifiques qui sont restées longtemps non résolues surtout dans le cas des terrains inaccessibles. D'autre part, ces MNT se distinguent par l'étendue de leurs couvertures spatiales et par l'homogénéité des données sources et des procédures des traitements utilisés.

Dans le détail, ces MNT et MNE peuvent être décrits comme suit (de la plus petite échelle jusqu'à la plus grande):

II-1-b-1- ETOPO 5, 2 et 1

Les premières données sources utilisées sont les modèles de reliefs globaux Etopo 5 (en 1988), Etopo 2 (V1 en 2001 et V2 en 2006) et Etopo 1 (en 2008) de maillages respectifs 5, 2 et 1 minute(s) d'arc (La résolution au sol d'une minute d'arc est 1.9 Km). ETOPO (un acronyme en anglais pour **E**arth **T**opography) est une base de données digitale mondiale des élévations des fonds océaniques et des terres émergées de la Terre. Elle a été composée à partir de plusieurs bases de données grillées et digitalisées puis projetée sur une grille ([Amante & Eakins, 2009](#)). Le datum de référence utilisé est le WGS84.

II-1-b-2- MNE GTOPO 30

GTOPO30 (**G**lobal **T**opographic data **30**-arc-seconds) sont des Modèles Numériques d'Élévation globale (MNE) résultant d'un effort de coopération entre l'USGS (United States Geological Survey) et la NASA. Les élévations en GTOPO30 sont espacées régulièrement à 30-arc secondes (approximativement 1 kilomètre ou 0.008333 degrés). Ces MNE, qui couvrent la totalité des surfaces émergées de la terre, ont été développés pour satisfaire les besoins de la communauté d'utilisateurs des données topographiques à l'échelle régionale et continentale. Les MNE se composent en total par 21 600 lignes et 43 200 colonnes. Le système des coordonnées horizontales est exprimé en degrés décimaux de latitude et longitude référencés en WGS84.

Paru pour la première fois en 1993, ce support a été largement exploité dans les études géomorphologiques (eg., [Smith & Sandwell, 1997](#) ; [Miliaresis & Argialas, 1999](#) ; [Hastings & Dunbar, 1999](#) ; [Montgomery & Brandon, 2002](#) ; etc).

Dans ce présent travail, deux dalles de GTOPO30 ont été fréquemment utilisées pour représenter la topographie à l'échelle du nord de l'Afrique et de l'Europe (*Figure 71*).

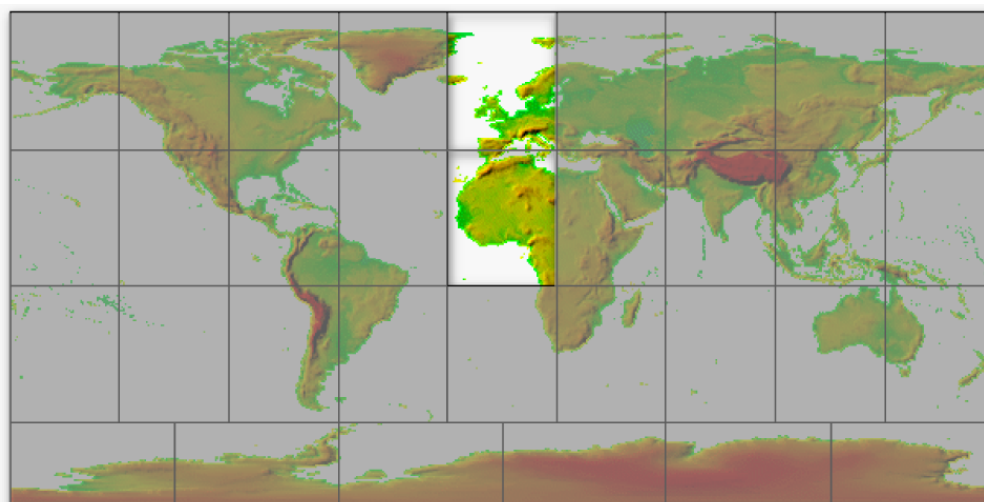


Figure 71: Les deux dalles GTOPO30 relatives à l'Afrique et l'Europe ([USGS et NASA, 1996](#)).

II-1-b-3- MNE SRTM

La mission de topographie SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) est un projet commun entre l'Agence Nationale de l'Intelligence Geospatial (NGA) et la NASA. L'objectif de ce projet est de produire, grâce à la technique de l'interférométrie radar et avec une longueur d'onde relativement courte (5.6

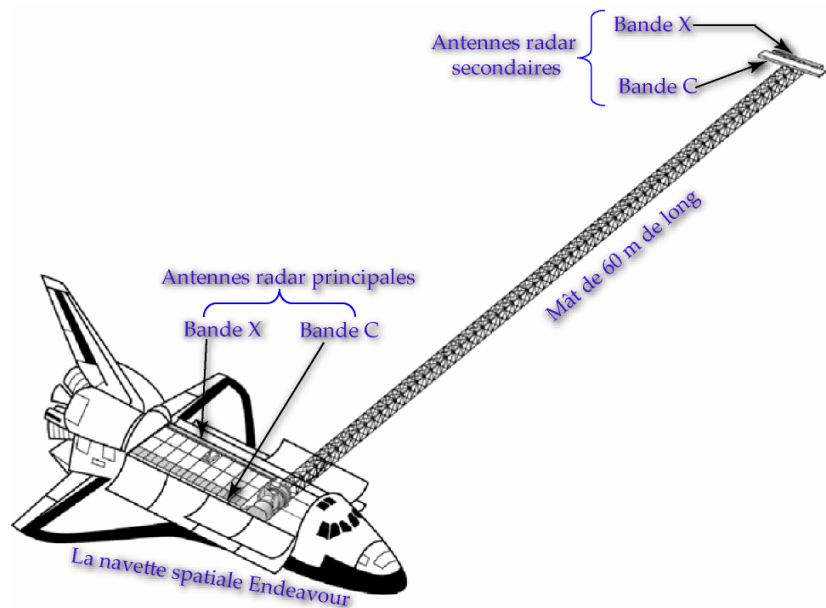


Figure 72: Composantes de la navette spatiale ENDEAVOUR (d'après Rabus et al., 2003).

centimètre) de l'instrument SRTM, des données topographiques numériques couvrant la surface de la Terre. Durant la mission accomplie par la navette spatiale ENDEAVOUR (Figure 72) en 11 jours (du 11 au 22 Février 2000), 12.3 Tbyte de données ont été collectées correspondant à une couverture de 119.51 millions de Km², c'est-à-dire 99.97% de la surface de la Terre. L'altitude de vol de la navette était de 233 Km et l'inclinaison de la prise de vue est de 57° (Rabus et al., 2003).

La première version du MNE SRTM a été mise en accès libre en septembre 2003. Et depuis, et afin d'améliorer la qualité des données, les versions se sont succédées jusqu'à la version actuelle 4. Cette dernière version constitue une amélioration significative des versions précédentes, grâce à l'utilisation de nouveaux algorithmes d'interpolation. Les données SRTM sont disponibles sur le site <http://srtm.csi.cgiar.org/> en 3 secondes d'arc (environ 90 m de résolution) et sont fournis sous format de dalles de 1° x 1°. La résolution spatiale de ce MNE est évaluée à 75m (Ludwig & Schneider, 2006).

L'exactitude verticale absolue des données d'altitude est de 16 m (à la confiance de 90%) alors que l'exactitude horizontale est de 20 m.

Les données actuellement distribuées par la NASA / USGS présentent certains artéfacts causés essentiellement par la présence de l'eau ou de l'ombre qui gêne la quantification de l'altitude. Ces zones vont être distinguées sur le MNE par leurs valeurs aberrantes : supérieures

ou égales à 32768. Un premier traitement est donc essentiel pour éliminer ces valeurs et les remplacer par des trous "no-data". Un second traitement visera à combler ces trous en effectuant un lissage utilisant les valeurs des pixels voisins.

Les MNE SRTM constituent une banque de données importante sur laquelle se sont basés plusieurs travaux de recherche dont on cite :

- Pour estimer les débits sur le bassin amazonien, [Frappart \(2006\)](#), dans le cadre de sa thèse, a employé la carte des pentes calculées à partir du MNE SRTM.

L'avantage de l'utilisation de la télédétection, par rapport aux méthodes classiques, réside dans sa capacité à fournir des informations à l'échelle des bassins versants, et en particulier sur des zones difficiles d'accès.

- [Kellndorfer \(2004\)](#) a utilisé cette banque de données pour estimer la hauteur de la couverture végétale sur deux sites en USA : JESUP à GEORGIA et NEVADA à CALIFORNIA.

Dans ce cas d'étude, et pour engendrer le MNE SRTM de la Tunisie, 30 dalles (*Figure 73*) ont été mosaïquées et re-projetées dans le système planimétrique UTM, Zone 32N (le SRTM d'origine est référencé en coordonnées géographiques suivant le système géodésique WGS84).

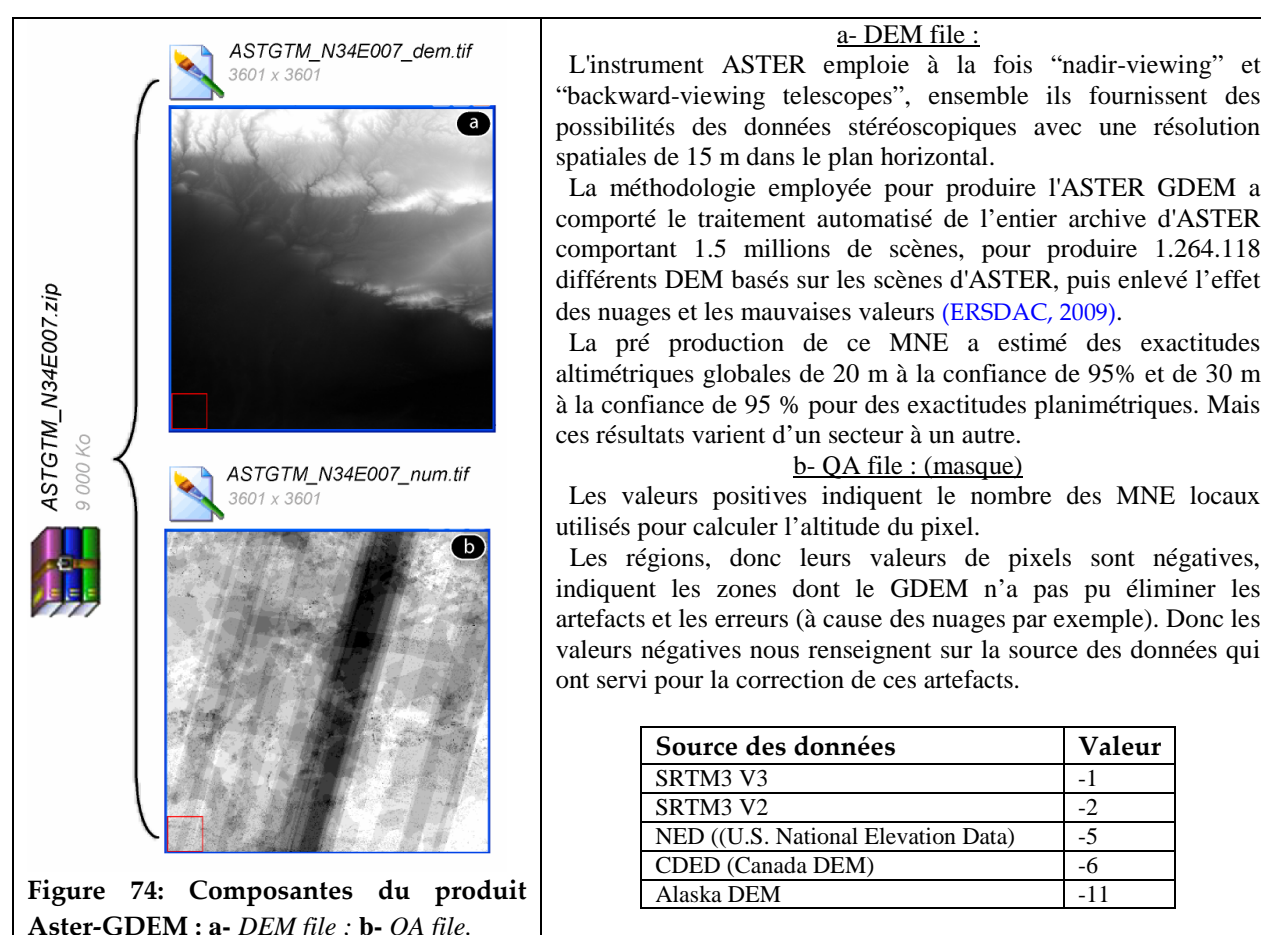


Figure 73: Dalles SRTM couvrant la Tunisie.

II-1-b-4- MNE ASTER GDEM

Dès le 29 juin 2009, l'Administration Nationale de l'Aéronautique et de l'Espace des États-Unis d'Amérique (**NASA**) et le Ministère de l'Economie, du Commerce extérieur et de l'Industrie du Japon (**METI**) ont mis en libre accès les MNE, du monde entier, à haute résolution provenant du satellite Terra Aster. Ce produit, nommé ASTER GDEM (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer - Global Digital Elevation Model*), est obtenu à partir des scènes acquises par l'instrument ASTER construit par METI et lancé par la NASA en décembre 1999 : Instrument japonais sur satellite américain.

Aster-GDEM libéré par la NASA est formé par deux produits (Figure 74):



Ces dalles, téléchargeables sur le site Web <https://wist.echo.nasa.gov/>, sont livrées en format GéoTIFF, en coordonnées géographiques lat/long, Géoïde WGS84/EGM96 et avec une résolution de 30m.

Du point de vue technique, le traitement relative à l'Aster GDEM consiste au : chargement des dalles, mosaïquage en gardant le même système de projection, puis la conversion de la projection en UTM 32 N avec une résolution de 30 m et finalement le

remplissage des puits (pixel dont la valeur d'altitude est considérée incompatible avec les valeurs des pixels de voisinage).

II-1-b-5- MNT calculé à partir des cartes topographiques

Dans l'Atlas méridional de la Tunisie, les couches d'informations comportent, à la fois, des courbes de niveau et des points cotés.

Pour la production d'un MNT, représentant une surface continue, à partir de ces données, il est nécessaire d'interpoler la surface du terrain.

[Monier \(1997\)](#) distingue entre les méthodes d'interpolation exacte (les données en entrée restent les mêmes après l'interpolation) et les méthodes d'interpolation non exactes (les données en entrée sont modifiées par la méthode d'interpolation).

A propos de la méthode d'interpolation non exacte, le produit est une grille régulière obtenu grâce à des algorithmes d'interpolation (e.g IDW (Inverse Distance Weight) ; RST (Regularized Spline with Tension) ; kriging ; Natural Neighbors ; etc.). Néanmoins, ce format présente quelques désavantages ([Rousseaux, 2006](#)): le premier concerne la taille de la cellule qui conditionne la qualité du résultat. Le second concerne la difficulté des Rasters à bien représenter les caractéristiques morphologiques du terrain (lignes de rupture de pentes, chemins d'écoulement, etc.) ([Moore et al., 1991](#)).

Concernant le choix de la méthode d'interpolation exacte, la principale méthode utilisée est la triangulation de Delaunay. Le résultat n'est plus une grille régulière, mais un réseau de triangles irréguliers reliant un ensemble de points en nombre fini ([Rognant, 2000](#)). Sauf que, le produit de la triangulation, MNT vectoriel, et malgré sa grande précision, ne permet pas d'accomplir plusieurs types d'analyses spatiales y compris le calcul des paramètres morphométriques.

Le choix de la méthode d'interpolation, passe par l'estimation de l'erreur altimétrique entre les différents MNT calculés par les différents algorithmes et les données topographiques sources ([Rousseaux, 2006](#) ; [Rebai et al., 2007](#)).

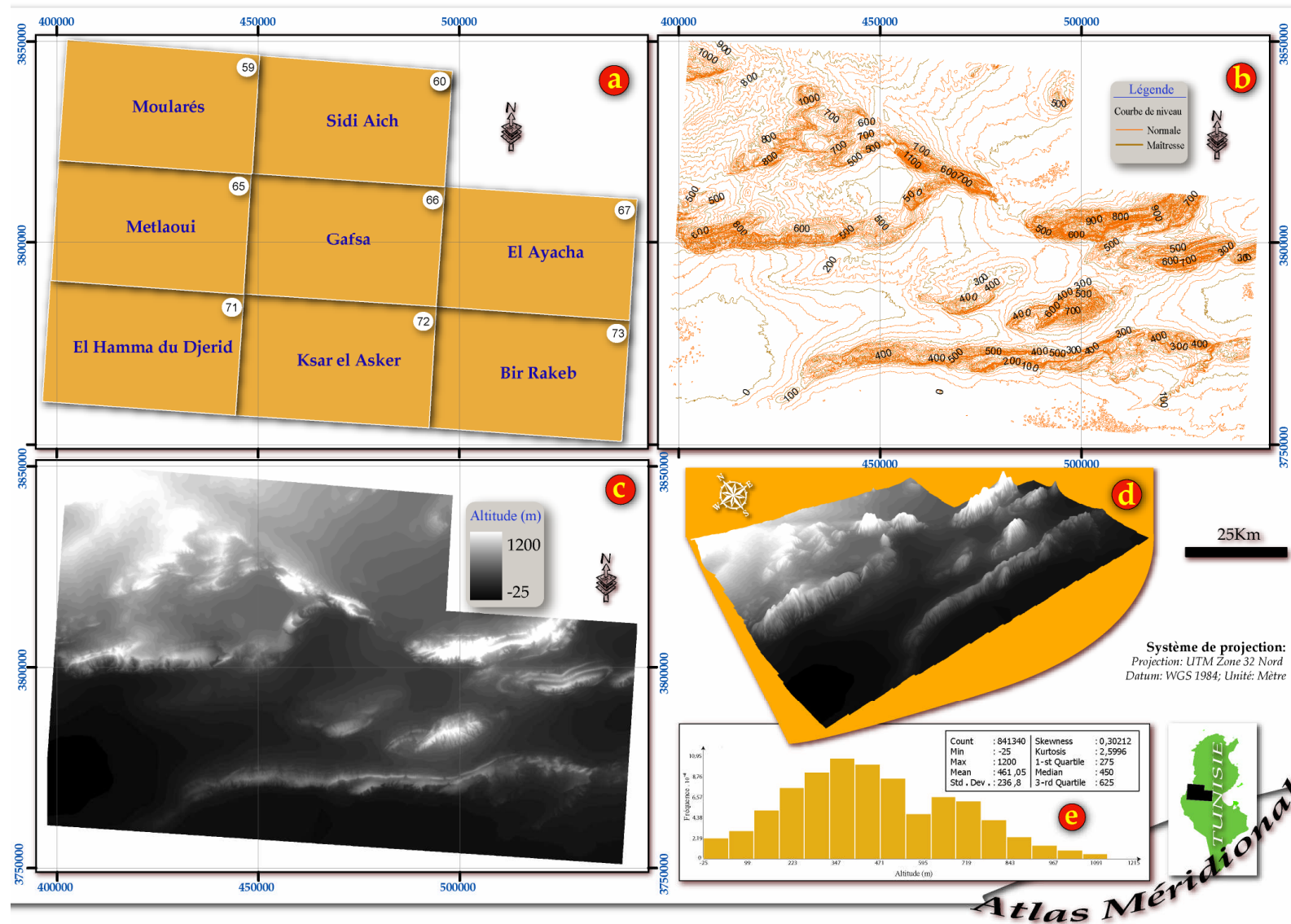


Figure 75: Représentations topographiques de l'Atlas méridional de la Tunisie à l'échelle du 1/100 000^{ème} : a- Assemblage des cartes topographiques ; b- Courbes de niveau vectorisées (équidistance = 25 m) ; c- Modèle Numérique de Terrain en teinte hypsométrique (en niveaux de gris) issu de la numérisation des cartes topographiques ; d- Vue 3D (exagération x10) ; e- Histogramme de la répartition des altitudes.

Dans ce cas, les courbes de niveau sont issues de la digitalisation de 8 cartes topographiques à l'échelle du 1/100 000^{ème} (Figure 75- a). Pour le calcul du MNT, et puisque certains algorithmes d'interpolation (e.g. Spline, Kriging, natural Neighbors, etc.) nécessitent le type ponctuel des entités vectorielles nous avons été mené à convertir les courbes de niveau de la forme linéaire vers le type ponctuel. La vectorisation des courbes de niveau a donné lieu à 1634 courbes (Figure 75- b), après la conversion on a obtenu 841340 points.

Mais la couverture topographique à l'échelle du 1/100 000^{ème} disponible ne permet pas de couvrir la totalité de l'Atlas méridional de la Tunisie (la couverture topographique de certaines zones n'existe qu'à l'échelle du 1/50 000^{ème}). C'est pour cela que ce type de donnée a été abandonné.

II-1-b-6- Calcul du MNE à partir de l'interférométrie radar

La technique de l'interférométrie radar (qui sera détaillée plus loin dans ce mémoire) a offert la possibilité d'extraire l'information topographique pour la représentation du relief de la surface de la Terre sous la forme de Modèle Numérique d'Élévation (MNE). Pour minimiser le risque d'intervention d'autres phénomènes tectoniques ou autres engendrant le déplacement de terrain entre les deux prises de vues, il est conseillé d'utiliser des couples d'images en mode Tandem (diachronisme d'une journée d'acquisition ERS1-ERS2).

L'interférogramme montre des franges interférométriques équivalents aux courbes de niveau d'une carte topographique (Figure 76). Mais cette technique n'a pas été utilisée dans ce travail vu que nous ne disposons pas de couples Tandem.

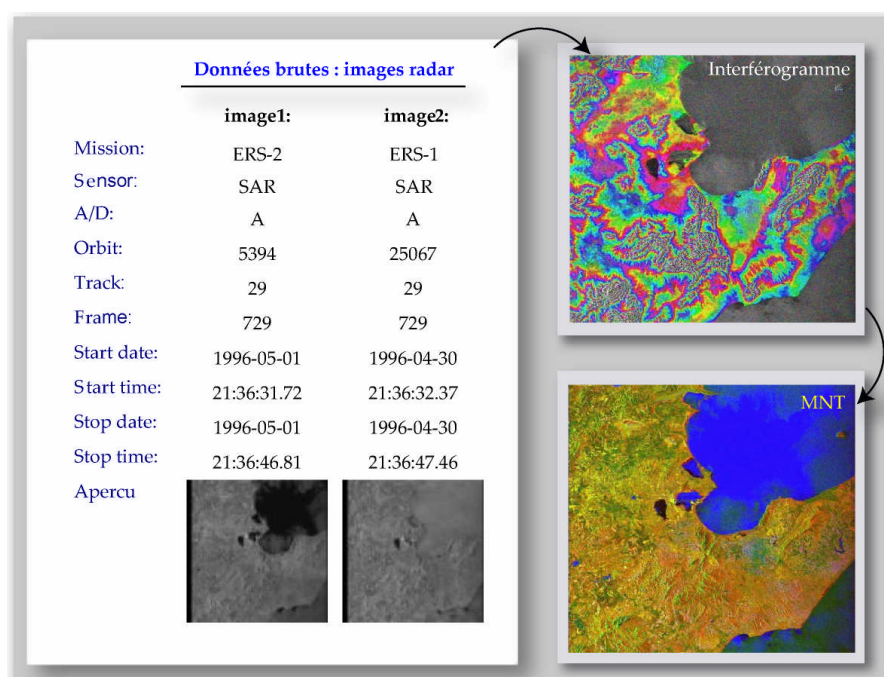


Figure 76: Exemple d'un MNE calculé à partir d'un interférogramme de la Tunisie orientale.

II-2 - *Contrôle de la qualité des données topographiques*

II-2-a - Concepts et notions:

Dans la littérature anglophone ainsi que francophone, le MNT est fréquemment exploité comme une représentation exacte du terrain (Wise, 1998). Or certains auteurs (Vauglin, 1997 ; Charleux-Demargne, 2001) ont mentionné que ce modèle peut dissimuler quelques défaillances traduites, le plus souvent, par la notion de l'erreur. Cette défaillance dans les données sources (MNT) peut induire une propagation d'erreur dans les produits dérivés (les paramètres morphométriques par exemple).

Par conséquent, avant toute utilisation de ce produit, il est fortement recommandé de passer par l'analyse de la qualité.

La qualité d'un MNT, comme toute autre donnée géographique, peut être évaluée par son degré de satisfaction à l'utilisation et par son niveau d'obéissance aux besoins (Chrisman, 1986 ; Puech, 1993 ; Polidori, 1995 ; Harvey, 1998). Par la suite un MNT, défini avec une maille et une méthode d'interpolation, n'est pas valable et acceptable pour toute application (Puech, 1993). Ce qui veut dire que la notion de qualité d'une donnée topographique est relative à l'échelle d'observation et au type de l'application : Par exemple, dans le cadre de l'étude des inondations, les exigences sur la qualité des données topographiques ne seront pas les mêmes si les phénomènes sont étudiés à l'échelle du bassin versant ou de la plaine d'inondation (Hostache, 2006).

A l'échelle d'une base de données géographique, la validation de la qualité se fait à deux niveaux : interne et externe (David & Fasquel, 1997). L'analyse de la qualité interne désigne la conformité des données à la spécification du produit, indépendamment de l'application. Par contre, l'évaluation de la qualité externe dépend de son aptitude à satisfaire un besoin ou une application.

Avec ce même esprit mais à une échelle plus petite qui prend en charge uniquement le MNT, Polidori (1995) distingue deux types d'évaluation de la qualité du MNT :

- ✓ Validation interne du MNT : basée sur une connaissance à priori des propriétés du relief sans utilisation des données de contrôle ;
- ✓ Validation externe du MNT: fondée sur la comparaison du MNT à des données de contrôle ou référentielles.

Inspiré de ces concepts, Charleux-Demargne (2001) estime que l'évaluation de la qualité du MNT se fonde sur la nature du paramètre géomorphologique analysé, les données de contrôle

choisies et sur les méthodes employées pour les validations internes et externes. Cependant, la précision altimétrique n'est pas le seul critère déterminant pour qualifier la qualité d'un MNT. En effet, cette information n'est que locale et ne renseigne pas sur l'adéquation globale des données topographiques au relief réel. Par la suite, la qualité des données topographiques dépend des caractéristiques spatiales de l'échantillonnage qui influent directement sur le choix de la résolution spatiale des MNTs. Dans ce contexte, [Blöschl & Silvapan \(1995\)](#) et [Raclot \(2003\)](#) proposent trois grandeurs influant l'échantillonnage des données topographiques :

- ◆ le domaine d'échantillonnage : occupation du sol, élévation des terrains, etc. ([METI et al., 2009](#)) ;
- ◆ le niveau d'échantillonnage ("*sampling level*") : fait référence à la distance, qui peut être constante ou variable, entre deux mesures consécutives d'altitude. Dans le domaine de la géomorphologie, ces distances ont une grande influence sur le type des objets analysables : plus la distance est faible plus les détails morphologiques sont prononcés. Dans la bibliographie (eg., [Li, 1992](#) ; [Aguilar et al., 2005](#)), d'autres termes sont fréquemment utilisés pour représenter cette grandeur : "densité d'échantillonnage" ("*sampling densité*"), "intervalle d'échantillonnage" ("*sampling interval*") ;
- ◆ la taille du support d'échantillonnage : dimensions de la surface de référence sur laquelle l'altitude mesurée est intégrée.

En conséquence, la qualité des données topographiques varie suivant la méthode et la technique d'acquisition :

- Les MNEs, issus de la télédétection satellite optique, restent actuellement en retrait et peu exploitables ([Raclot, 2003](#)). Leurs précisions altimétriques sont fortement liées à la résolution spatiale des images exploitées ([Dupont et al., 1998](#) ; [Hostache, 2006](#)). En effet, pour les images optiques à faible résolution, les MNEs calculés ont des précisions de l'ordre de 10 m ([Robin, 2000](#)). Par contre, dans le cas de images optiques à très haute résolution spatiale (de l'ordre du mètre et en dessous), les précisions altimétriques sont de l'ordre de 2 m ([Raclot, 2003](#)). Par exemple, pour le MNT issu des images SPOT (résolution planimétrique égale à 20 m), [Charleux-Demargne \(2001\)](#) a obtenu une précision altimétrique, annoncée en terme de RMSE, comprise entre 7 et 11 m.
- La qualité des MNTs issus de radargrammétrie dépendent des paramètres d'acquisition des images radar (le mode d'acquisition, l'angle d'incidence, etc.). Par exemple, dans le cas des MNTs calculés à partir des images radar Radarsat 1 (en mode d'acquisition

standard avec une résolution planimétrique égale à 30 m), l'erreur altimétrique est de l'ordre de 15-25 m (Dupont et al., 1998 ; Charleux-Demargne, 2001). Par contre, dans le cas du radar français aéroporté Varan S (aéroporté ; angle d'incidence = 45°), Polidori (1997) a évalué les erreurs altimétriques à 50 m.

- La résolution planimétrique des MNTs calculés par interpolation des valeurs des courbes de niveau vectorielles des cartes topographiques dépend en premier lieu de l'échelle de la carte, par exemple la résolution planimétrique des cartes topographiques à l'échelle du 1/25 000^{ème} est souvent évaluée à 5 m.

- Avec une résolution spatiale métrique et une précision altimétrique (RMSE) allant jusqu'à 10cm (Kreis, 2004), les MNTs LiDAR aéroportés sont considérés comme les données topographiques les plus précises (Cobby et al., 2001 ; Chen et al. 2006). Les MNEs LiDAR apparaissent ainsi très prometteurs et adaptés à plusieurs applications qui nécessitent une bonne précision altimétrique : analyse hydraulique d'inondations (Horritt & Bates, 2002 ; Kreis, 2004 ;), étude de la végétation des marais salés (Bilodeau et al., 2010), études des risques naturels (Angelier & Deffontaines, 2005), analyse et modélisation géologique et morphologique (Chen et al. 2006 ; Favalli et al., 2009), etc.

Cependant, le niveau de précision, que peut atteindre un MNT, dépend en grande partie de sa résolution planimétrique (la taille du pixel). Cela peut être visualisé par la génération de profils topographiques des différents types des MNTs (Figure 77).

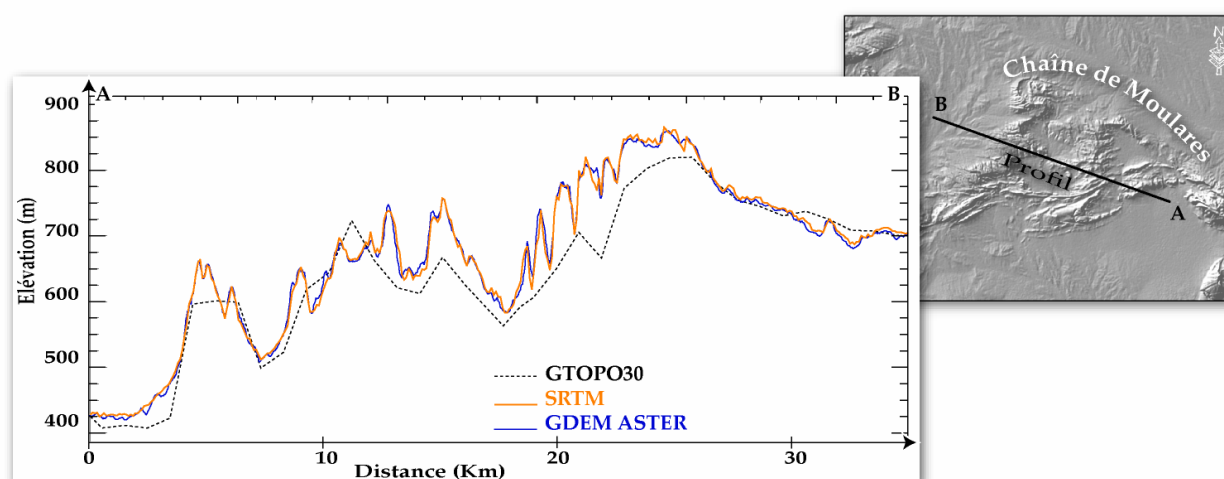


Figure 77: Influence de la résolution matricielle des MNTs sur la précision de l'information altimétrique (Chaîne de Moulares, Tunisie): différence entre les profils générés à partir de trois types de MNT.

Ces profils (*Figure 77*) montrent une variation considérable des altitudes exprimée, surtout, dans les zones hautes. Pour expliquer cette observation, on expose le cas GTOPO30 / SRTM, la variation est due au fait que l'altitude d'un pixel de GTOPO30 (résolution 1Km) peut être considéré comme la moyenne de "n" altitudes de pixel SRTM (résolution 90m). Ce qui implique que, dans les zones hautes ou la variation des altitudes (des pixels SRTM) est souvent importante, leur valeur moyenne (pixel GTOPO30) sera différente de ces derniers. Ce même principe est appliqué sur les zones planes dont les altitudes de "n" pixels du SRTM sont voisines.

❶ Le profil est fréquemment employé pour déterminer la variation d'un paramètre ou d'un indice morphométrique suivant un segment. Par exemple, le profil topographique ("*Swath profile*"), représentant la variation de l'altitude (eg., *Figure 78*), est exploité par plusieurs auteurs (eg., Baulig, 1926 ; Bartolini et al., 2003 ; Grohmann, 2004) comme un paramètre morphométrique de haute importance. La totalité des profils illustrés dans ce mémoire sont créés par le logiciel "ENVI 4.5".

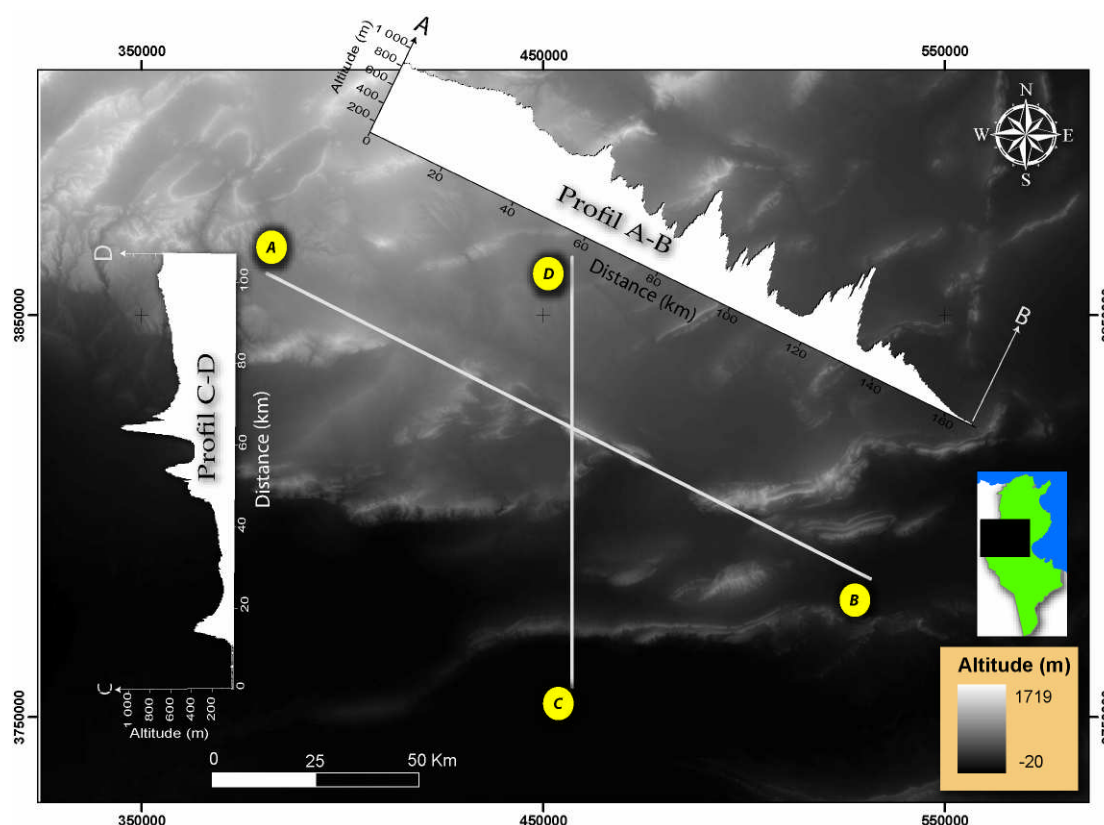


Figure 78: Deux profils topographiques de l'Atlas méridional de la Tunisie à partir du SRTM (avec exagération $\times 5$).

II-2-b - Evaluation de la qualité des données topographiques de la zone d'étude

Cette partie vise l'étude de la qualité, la précision et l'incertitude des données topographiques issues des différentes sources. Mais, il est primordial de signaler que ces sources possèdent différents degrés de fiabilité. Cela est dû essentiellement à la taille des traitements appliqués à ces données pour améliorer leurs qualités : le SRTM, par exemple, a suivi, à plusieurs reprises, des séries d'améliorations de qualité. Cela n'est pas le cas pour les données ASTER GDEM : avant sa libération au grand public, ce produit a subi une série d'évaluations de qualité par la METI (Ministry of Economy, Trade and Industry of Japan) et par la NASA (United States National Aeronautics and Space Administration). Les résultats de ces validations sont publiés dans un rapport (METI et al., 2009). Dans ce dernier, qui sera notre première référence dans cette partie, la METI et la NASA reconnaissent que la version actuelle de la GDEM ASTER doit être considérée comme "expérimentale" ou "catégorie de recherche".

Toutefois, la METI et la NASA ont décidé de libérer les ASTER GDEM influencé par la conviction que le travail de la communauté des utilisateurs peut mener à une amélioration du produit à l'avenir. Par la suite, ce produit sera le sujet de la majorité de nos analyses de qualité.

S'inspirant des travaux antérieurs, cette étude d'évaluation de la qualité des données topographiques, se fera à deux niveaux : interne et externe.

II-2-b-1- Evaluation interne

Comme on l'a déjà annoncé, l'évaluation interne consiste à contrôler la cohérence de la base des données spatiales.

Une simple visualisation du MNT ASTER GDEM permet d'apercevoir quelques artéfacts d'élévation (*Figure 79- a*). En faisant la corrélation du MNT avec son "masque" (illustrant l'information du nombre de MNT locaux exploités pour calculer la valeur d'un pixel), on constate que ces artéfacts coïncident avec les pixels dont le nombre de MNT locaux, exploités pour calculer leurs valeurs, sont minimales par rapport aux pixels de proximité (*Figure 79- b*). Ces artéfacts sont aperçus sur la carte de reliefs qui les expose sous forme de puits (*Figure 79- c*) et donc ils seront prononcés dans les produits dérivés des MNTs.

La présence de ces artéfacts peut embarrasser l'analyse morphologique et géologique puisque ces derniers peuvent être interprétés, dans le cas d'absence d'analyse de qualité, comme des effondrements de terrain ou d'un état d'érosion avancé ou d'autres phénomènes.

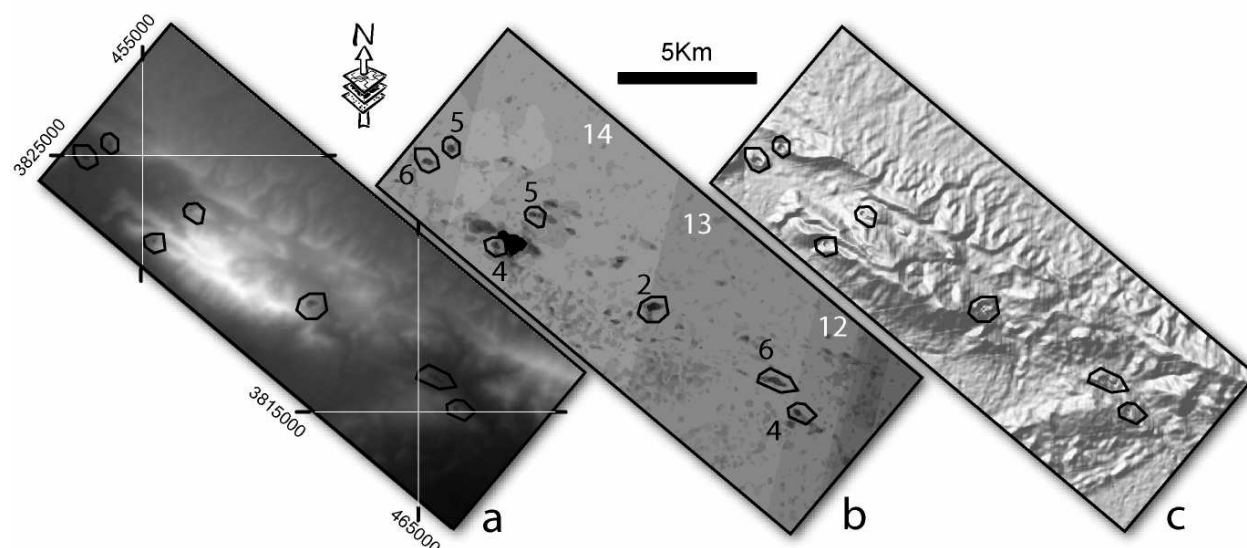


Figure 79: Exemples d'artéfacts (entourés en noir) détectés sur ASTER GDEM (J. Bou Ramli et J. Biadatt) (a) correspondant, sur le masque (b), à des zones dont le nombre des MNTs locaux utilisés pour calculer la valeur de pixel est très petit (valeur en noir) comparant à la valeur des pixels qui les entourent (valeur en blanc). Ces artéfacts sont clairement aperçus sur la carte de relief du secteur (c).

Une autre analyse est appliquée à ce MNT : il s'agit de calculer l'erreur à chaque pixel en le comparant à la moyenne des altitudes des huit pixels de voisinage (*Figure 80*). Cette analyse a permis de montrer la présence des anomalies linéaires, pointées par des flèches blanches dans la *Figure 80-a*), qui persistent dans les zones élevées. Ces anomalies sont plus prononcées sur les profils topographiques réalisés sur le MNT (*Figure 80- b*) et montre que les valeurs élevées des erreurs, représentées par des pics sur le graphique *Figure 80- a'*, se traduisent sur le relief par un soulèvement de terrain (*Figure 80- b'*).

Ces anomalies peuvent influencer plusieurs paramètres morphologiques extraites du MNT : génération automatique de réseau hydrographique à partir du MNT, extraction des linéaments morphologiques, etc.

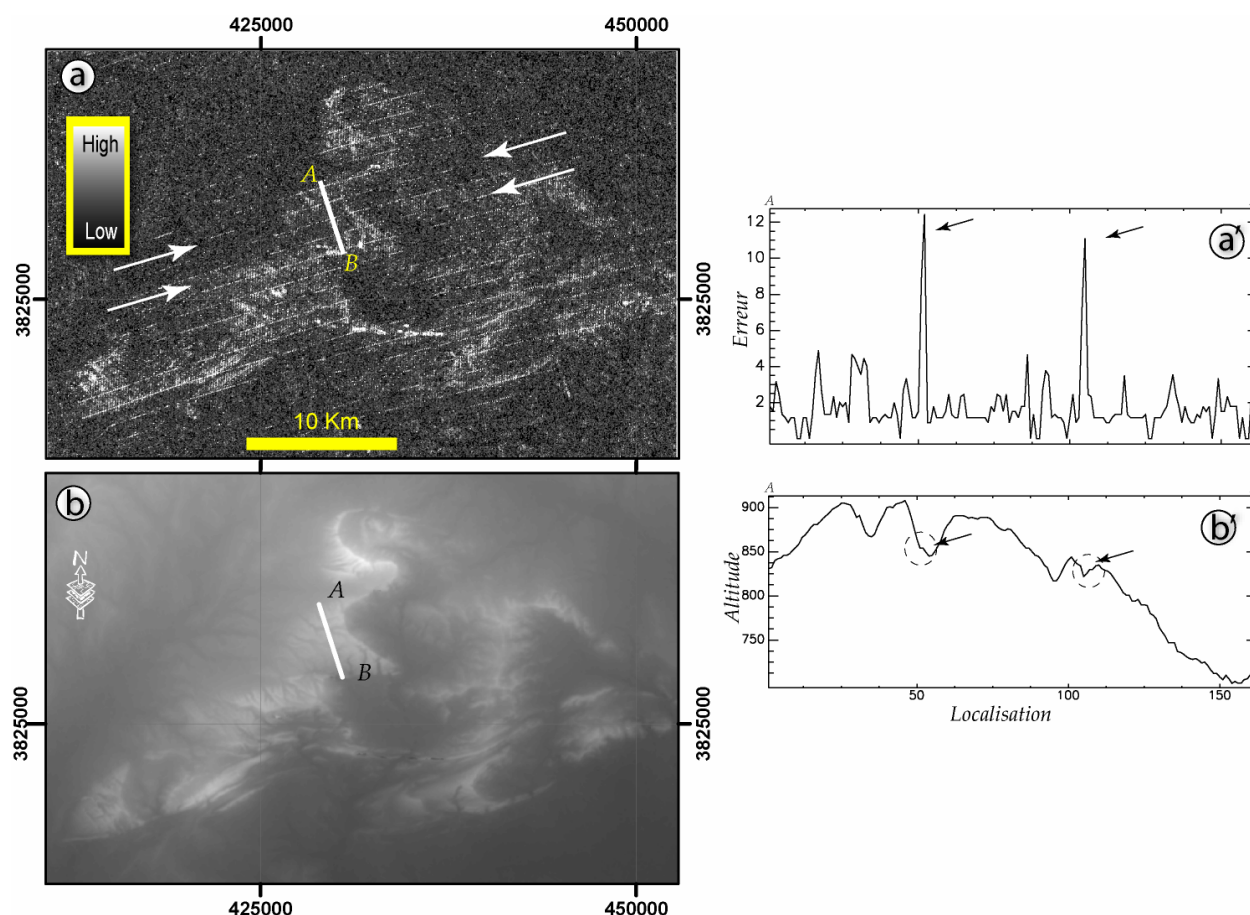


Figure 80: Calcul de l'erreur sur la chaîne de Moulares (la ligne de coupe est représentée en blanc): a - RMS ASTER GDEM ; b - MNE ASTER GDEM ; a'- courbe de variation spatiale de l'erreur suivant le profil AB ; b'- profil topographique (AB) montrant les anomalies d'altitude.

Le rapport d'évaluation de l'ASTER GDEM (METI et al., 2009) signale l'existence de deux types d'anomalies linéaires: ① anomalie résiduelle de nuages (en anglais : Residual Cloud Anomalies) causées par les mauvaises conditions météorologiques, ② et des anomalies d'étape (en anglais : step anomaly) qui matérialisent les limites linéaires entre les fauchés d'acquisition des images Aster.

Mais, dans ce cas d'étude, l'hypothèse d'"anomalies d'étapes" est directement écartée dès la comparaison de l'emplacement de ces anomalies avec les fauchés d'acquisition des images Aster (indiqués par le masque du ASTER GDEM). Aussi, l'hypothèse d'"anomalies résiduelles de nuages" nous paraît peu crédible surtout vu la forme linéaire des anomalies et aussi leurs persistance sur une grande partie du MNE.

Donc, à ce stade, aucune hypothèse n'est suffisamment convaincante pour expliquer ces anomalies. Mais, rappelons que ce bruit peut être l'héritage provenant des données sources utilisées pour engendrer le MNE, c'est-à-dire l'image satellitaire. En effet, Joly (1986) a mentionné que l'image satellitaire peut présenter quelques défauts réguliers comme des rayures parallèles

nommées « effet de lignage » ou « striping » en anglais. Celles-ci sont dues à un déphasage entre des capteurs opérant dans une même bande spectrale. La correction de tels défauts, Destriping, s'effectue directement sur les données originales en appliquant un algorithme de régularisation fondé sur un calcul de moyenne (filtrages), ou ultérieurement sur la classification en lissant son fichier avant de la visualiser (Joly, 1986). Les détails des traitements « Destriping » relatives à l'image ASTER sont exposés par Van Ede (2004).

Ces imperfections régulières sont similaires à ce qu'on aperçoit sur le MNT, mais on ne peut confirmer ce rapport que par l'analyse des images satellitaires exploitées pour engendrer le MNE. Et vu que nous ne disposons pas d'images ASTER, nous nous contenterons d'avancer cette hypothèse sans pouvoir la valider.

II-2-b-2- Evaluation externe

◆ Evaluation externe avec des données ponctuelles de contrôle

La mesure la plus couramment employée, par les auteurs (eg., Li, 1988 ; Hunter & Goodchild, 1997) ainsi que par les agences nationales de cartographie (eg., Federal Geographic Data Committee Secretariat "F.G.D.C.", 1998 ; American Society for Photogrammetry and Remote Sensing "A.S.P.R.S.", 2004), pour l'évaluation externe et pour le calcul de l'incertitude de leurs données topographiques est l'Erreur Moyenne Quadratique (en anglais : "Root Mean Square Error" notée RMSE). Cette mesure exprime la différence entre les valeurs prédites et les valeurs effectivement observées (éq. 3).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Z_0 - Z_i)^2}{n}}$$

éq. 3

Avec n le nombre points de contrôle pour évaluer la qualité d'un paramètre, l'altitude dans notre cas, noté Z. L'estimation au point i est notée Zi, la valeur des données de contrôle en ce point est notée Z₀.

Deux types de données ponctuelles de contrôle sont utilisées (Figure 81): ① des points de mesures altimétriques prélevées sur le terrain en utilisant le système de référence du "Global Positioning System" ; ② des points géodésiques recueillis auprès de l'Office de la Topographie et du Cadastre (OTC) qui sont dotées d'une très grande précision.

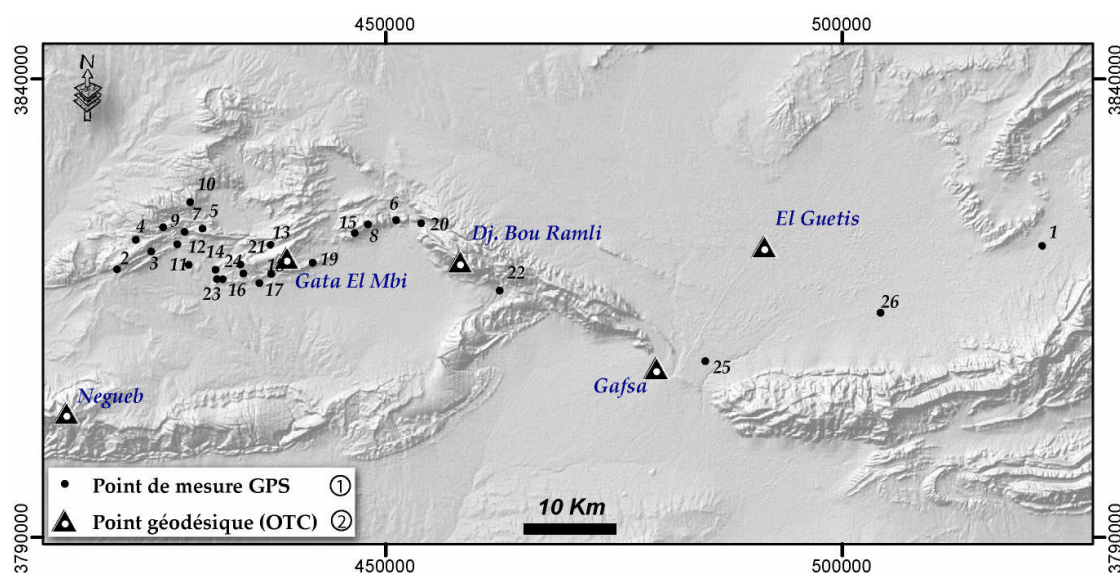


Figure 81: Localisation des points de mesures altimétriques GPS prélevées sur le terrain ① et des points géodésiques ② (source : OTC).

Tableau 16: Les points de mesures altimétriques prélevées sur le terrain et leurs altitudes calculées à partir des différents MNTs.

N°	Mesure GPS			Altitudes extraites à partir des MNTs :		
	X_UTM	Y_UTM	Altitude	GTOPO 30	SRTM	ASTER_GDEM
1	521901,85	3821830,17	517	481	510	506
2	420608,84	3819264,85	696	678	653	631
3	424349,40	3821195,39	647	678	653	634
4	422646,88	3822473,08	665	678	678	662
5	429943,11	3823709,08	543	547	552	547
6	451175,90	3824625,74	549	565	555	550
7	427991,19	3823347,27	552	565	555	552
8	448079,65	3824159,55	569	565	557	562
9	425650,20	3823850,19	575	565	554	564
10	428602,68	3826582,47	554	565	554	562
11	427193,30	3822007,45	546	565	553	567
12	428460,70	3819751,91	506	517	510	499
13	437411,32	3821922,80	467	453	468	461
14	431394,04	3819206,08	463	453	474	460
15	446627,70	3823235,83	475	496	482	476
16	434420,85	3818811,76	463	504	475	467
17	437495,35	3818762,38	467	504	475	471
18	436181,48	3817759,20	494	504	504	499
19	442039,48	3819978,85	475	496	476	468
20	453907,36	3824297,10	495	496	490	493
21	434112,47	3819773,33	518	496	500	501
22	462514,46	3816934,62	461	504	475	467
23	432176,96	3818171,45	471	504	475	471
24	431529,40	3818197,77	463	504	464	457
25	485030,18	3809240,65	361	338	344	335
26	504219,84	3814513,69	415	386	413	410

Une phase terrain a été effectuée au début de cette étude. Son objectif étant de prélever des mesures altimétriques GPS pour pouvoir les comparer, par la suite, aux altitudes calculées à partir des différents MNTs. La mission terrain, qui a ciblé la zone de l'Atlas méridional de la Tunisie, a abouti à la mesure de 26 points altimétriques à l'aide d'un GPS portable de type GARMIN MAP® 76 avec WAAS (Wide Area Augmentation system).

Théoriquement, ce type de GPS permet d'atteindre une précision altimétrique inférieure à 3m dans 95% des cas, or les mesures sur le terrain ont montré une erreur altimétrique comprise entre 4 et 6m.

Dans notre cas, nous disposons de 26 (n) points de contrôle (*Tableau 16*) pour évaluer la qualité des MNTs. Le Zi est extrait par une simple projection des points GPS (identifiés grâce à leurs X et Y) sur les différents types de MNT.

Le calcul de l'erreur quadratique est représenté dans le *Tableau 17*.

Tableau 17: Calcul du RMSE des points GPS pour les différents types du MNE.

	ASTER-GDEM	SRTM	GTOPO30
RMSE (m)	11,05	8,91	24

D'après les résultats obtenus, le MNE SRTM paraît, avec une RMSE=8,91, comme le plus précis parmi les trois MNEs que nous disposons. Pour cette raison, il sera utilisé dans les traitements de l'interférométrie radar détaillés plus loin dans ce mémoire.

Pour confirmer ce résultat, un autre test de même type a été appliqué aux données mais avec des points géodésiques comme points de contrôle (*Tableau 18*).

Tableau 18: Les points géodésiques (source : OTC) et leurs altitudes calculées à partir des différents MNT.

N°	Mesure GPS			Altitudes extraites à partir des MNTs :			
	Nom	X_UTM	Y_UTM	Altitude	GTOPO 30	SRTM	ASTER_GDEM
1	Gafsa	396745,21	125117,54	326,55	291,00	289,00	292,00
2	Negueb	332072,09	120865,59	906,50	870,00	826,00	812,00
3	El Guettis	408720,73	138287,83	376,25	372,00	367,00	361,00
4	J.. Bou Ramli	375385,66	136973,88	1156,23	827,00	1078,00	1062,00
5	Gata El Mbi	356385,20	137535,98	777,63	734,00	733,00	728,00

Tableau 19: Calcul du RMSE des points géodésiques pour les différents types du MNT.

	ASTER-GDEM	SRTM	GTOPO30
RMSE (m)	20,23	17,42	46,15

Les résultats présentés dans le *Tableau 19* confirment que les données SRTM possèdent un degré de fiabilité élevé relativement aux autres données. Ceci peut être expliqué par la succession des traitements pour améliorer la qualité des données SRTM (Rabus et al., 2003).

Le seul inconvénient du critère d'erreur quadratique moyenne c'est qu'il admet l'hypothèse de la stationnarité de l'erreur pour caractériser la qualité : même erreur sur tout le MNT (Li, 1988). Or plusieurs études prouvent que l'hétérogénéité de la structure spatiale de l'erreur peut dépendre de plusieurs facteurs : par exemple, la NASA et dans le cadre de l'évaluation des données ASTER GDEM sur la territoire de USA, confirme que l'erreur varie en fonction de l'altitude du relief (*Tableau 20*) et de l'occupation du sol (METI et al., 2009).

Tableau 20: Variation de l'erreur en fonction de l'altitude de relief de l'USA (METI et al., 2009)

Relief (m)	RMSE (m)
0 - 20	9.19
20 - 40	8.94
40 - 200	9.76
200 - 600	14.76
>600	24.27

Pour visualiser cette approche sur l'Atlas méridional de la Tunisie, on procède à l'évaluation externe avec des données raster de contrôle.

◆ Evaluation externe avec des données raster de contrôle

Toujours dans le cadre de l'évaluation externe et de la comparaison avec des données de contrôle, nous avons effectué, à l'échelle de tout le territoire de la Tunisie, une opération de soustraction des altitudes entre les données SRTM (qui sont considérées comme les données de contrôle) et celle GTOPO30 (donnée à évaluer) sur toute la Tunisie.

La différence d'altitude entre le MNT SRTM et le GTOPO30 a été calculée et présentée sous la forme d'un MNT différentiel (*Figure 82*). Le résultat est une grille dont les valeurs des différences d'altitude (Z) sont négatives lorsque le pixel a une altitude plus faible sur le SRTM et positives lorsque le pixel a une altitude plus élevée sur le SRTM.

La carte résultante (*Figure 82*) permet d'apercevoir le décalage altimétrique entre ces deux types de données et montre que les hautes variations persistent dans les grands reliefs. L'interprétation de cette observation est déjà exposée dans le paragraphe II-2-a -).

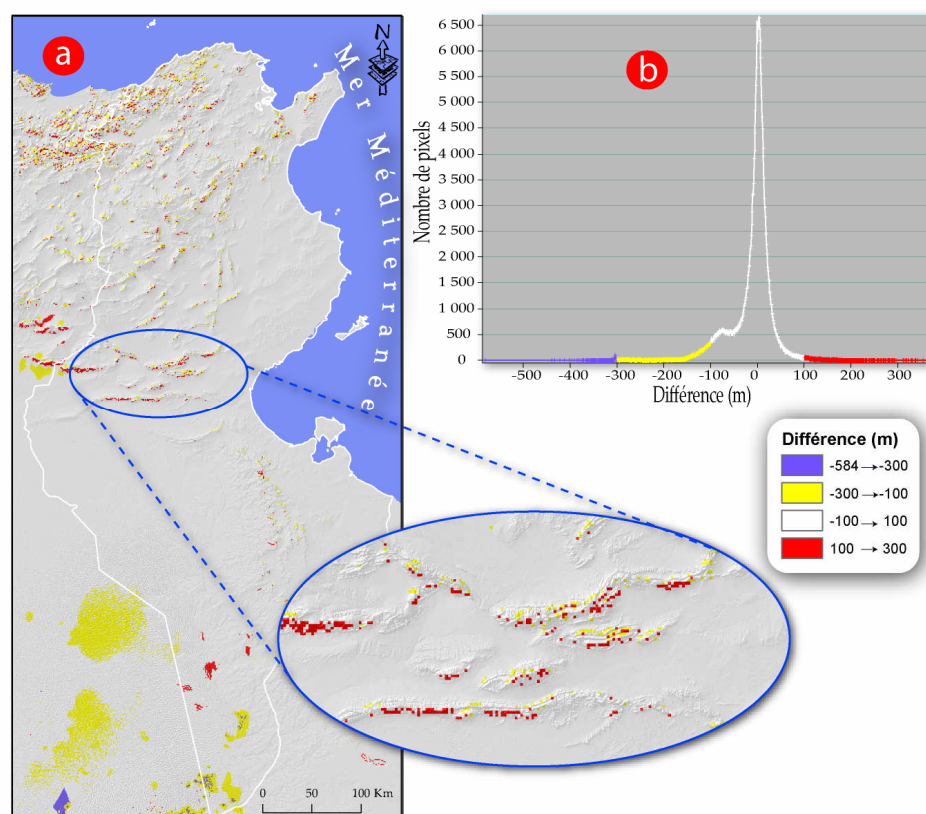


Figure 82: Différence altimétrique entre les données SRTM et GTOPO30 : a- cartographie de la différence (avec un zoom sur le secteur étudié ici) ; b - répartition des pixels selon les différences d'altitudes.

II-2-b-3- Conclusion : Choix du MNT

Les artefacts et les anomalies dévoilées par la validation interne des données ASTER GDEM peuvent induire de mauvaises interprétations morphologiques du terrain comme elles peuvent induire en erreur les résultats des analyses morphométriques. La validation interne favorise le SRTM comme le MNT qui possède la qualité la plus satisfaisante. En conséquence, le SRTM sera le plus exploité dans cette étude, par contre l'utilisation d'ASTER GDEM sera très restreinte et se limitera à quelques applications qui exploitent sa bonne résolution planimétrique de 30×30m.

II-3 - Indices géomorphométriques

Les indices géomorphométriques ont été les toutes premières mesures créées en géomorphologie numérique pour comparer les caractéristiques morphologiques des bassins versants et pour quantifier leur comportement hydrologique potentiel (Veltri et al., 1996 ; Douvinet et al., 2007). Puis, ces indices ont été exploités dans les études structurales, tectoniques (Jordan, 2004), etc.

Il n'existe pas un ensemble universel de paramètres qui décrivent le terrain. C'est le contexte (processus étudié, données initiales, etc.) qui détermine le choix (Monier, 1997). Dès 1974,

Speight, a exposé une vingtaine d'indicateurs descriptifs du relief et calculables directement à partir d'un MNT (Speight, 1974).

D'après Wilson & Gallant (2000), la topographie des terrains peut être décrite grâce à deux types d'attributs : primaires et secondaires. Concernant les attributs topographiques primaires, ils correspondent au : pente (slope), dérivé de la surface (Surface Derivatives), orientation et sens d'écoulement primaire (Aspect and Primary Flow Direction), courbure (Curvature), (Upslope Contributing Area and Specific Catchment Area), Écoulement maximum - longueur du trajet (Maximum Flow-Path Length), attributs de pente descendante (Downslope Attributes), Upslope Averages of Terrain Attributes. Par contre, les attributs secondaires, qu'on se limite ici à évoquer sans les détailler, sont : EROS, SRAD, WET et DYNWET (la signification de ces paramètres ainsi que leurs méthodes de calcul sont détaillées par Wilson & Gallant (2000)). Et pour faciliter l'extraction de ces attributs, un logiciel nommé « TAPES » (Terrain Analysis Programs for the Environmental Sciences) conçu d'origine pour les applications hydrologiques (Moore, 1992), a été révisé puis développé pour être plus orienté vers ces applications morphométriques (Gallant & Wilson, 1996 ; Wilson & Gallant, 2000). Récemment, les fonctionnalités de ce logiciel ont été intégrées sous la plate-forme d'ArcGis sous forme d'une extension.

Cependant, Evans (1979) puis Dupéret & Deffontaines (2004) suggèrent que la description quantitative de la surface du sol nécessite de tenir en compte d'au moins cinq paramètres fondamentaux qui sont: l'altitude, la pente, l'orientation et la courbure verticale et

Dérivées	Paramètres
D'ordre 0	Altitude
Du 1 ^{er} ordre	Pente
	Orientation
Du 2 ^{ème} ordre	Courbure verticale
	Courbure horizontale

Tableau 21: Les cinq paramètres morphologiques, dérivées de l'équation de la surface.

horizontale. Ces paramètres s'agissent, en fait, de dérivées (groupes de différentiels) d'ordre zéro, de premier et de second ordre d'une équation évaluant la surface du terrain étudié (Tableau 21).

En effet, les indices dérivés du Modèle Numérique de Terrain sont estimés selon l'application de formules mathématiques sur différents voisinages de cellules : Evans en 1979 a évalué la surface en utilisant une fonction quadratique bivariée $z = f(x, y)$ (eq. 4).

$$Z = \frac{rx^2}{2} + \frac{ty^2}{2} + sxy + px + qy + u$$

eq. 4

Cette forme polynomiale a été utilisée par (Florinsky, 1998) en utilisant la méthode des moindres carrés pour établir une « sous-matrice » de taille 3 de la matrice des altitudes (Figure 83), ce qui lui a permis d'estimer les valeurs de r (eq. 5), t (eq. 6), s (eq. 7), p (eq. 8) et q (eq. 9) de l'équation eq. 4. Ainsi, en déplaçant ce noyau matriciel, on peut estimer ces valeurs pour tous les points du MNT.

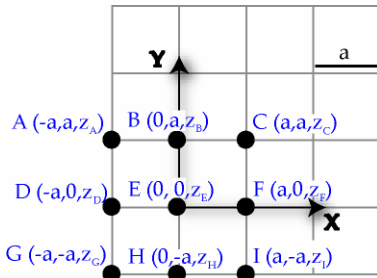


Figure 83: Sous matrice de taille 3 de la matrice des altitudes avec une taille de cellule égale à (a) et en indiquant les coordonnées des points de la sous matrice dans un repère cartésien XY et avec l'altitude Z (Wood, 1996).

$$r = \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} = \frac{z_A + z_C + z_D + z_F + z_G + z_I - 2(z_B + z_E + z_H)}{3a^2} \quad \text{eq. 5}$$

$$t = \frac{\partial^2 z}{\partial y^2} = \frac{z_A + z_B + z_C + z_G + z_H + z_I - 2(z_D + z_E + z_F)}{3a^2} \quad \text{eq. 6}$$

$$s = \frac{\partial^2 z}{\partial x \partial y} = \frac{z_C + z_G - z_A - z_I}{4a^2} \quad \text{eq. 7}$$

$$p = \frac{\partial z}{\partial x} = \frac{z_C + z_F + z_I - z_A - z_D - z_G}{6a^2} \quad \text{eq. 8}$$

$$q = \frac{\partial z}{\partial y} = \frac{z_A + z_B + z_C - z_G - z_H - z_I}{6a^2} \quad \text{eq. 9}$$

Les paramètres cités dans le Tableau 21 sont des dérivées de premier et de second ordre de l'équation de la surface (eq. 4), par la suite, ils peuvent être calculés à partir de l'équation eq. 5.

Par la suite, et pour chaque paramètre, nous reviendrons sur son propre concept mathématique en exposant la formule qui permet de l'évaluer.

Dans ce qui suit, nous avons sélectionné seulement quelques paramètres morphométriques que nous avons considéré utiles pour décrire et analyser la morphologie du terrain.

II-3-a - L'altitude

L'analyse statistique de la distribution de fréquence (Figure 84), portant sur les 6.043.908 pixels (2924 colonnes × 2067 lignes) du MNE SRTM, montre nettement que la plus grande partie de l'Atlas méridional de la Tunisie est occupée par des terrains plats. Cela est matérialisé par un premier pic à 16 m (1^{er} pic). Deux autres petits pics se situent aux voisinages de 400 m (2^{ème} pic) et 1100 m (3^{ème} pic).

Avec une altitude de 1719 m, J. Djahfa (situé en Algérie et exactement au sud de la ville de Khenchela à 112 Km de la frontière Algéro-tunisienne) se distingue comme le point le plus haut dans le MNT sujet de l'étude.

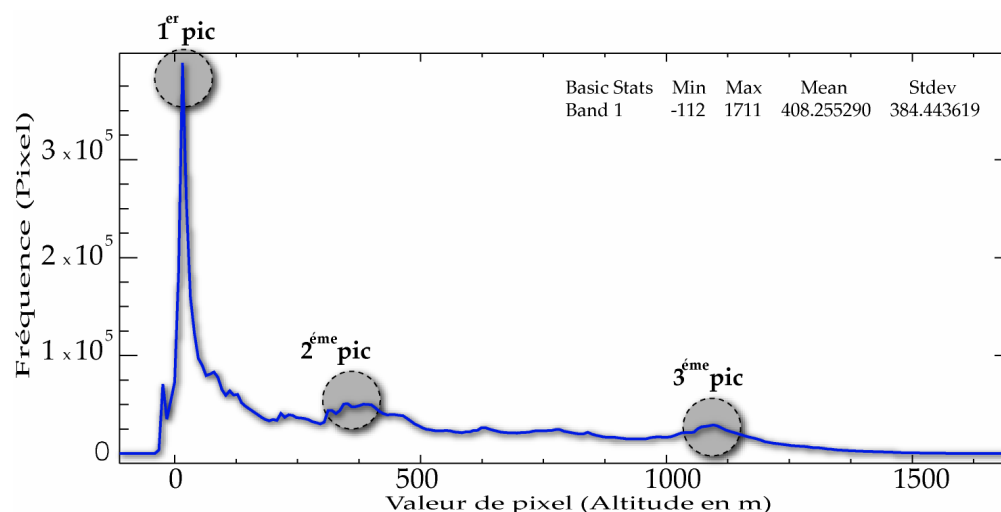


Figure 84: Analyse statistique du MNE SRTM de l'Atlas méridional de la Tunisie.

Le MNE brut (avant tous traitements) indique une valeur minimale de -112 m, cette valeur sera réduite à -20 m après les traitements (comblement des trous).

II-3-b - Carte de pente

Principe de base

Pour le calcul de pente (*slope*) du terrain, plusieurs algorithmes sont intégrés dans les plate-formes SIG. Dans une étude comparative menée par [García Rodríguez & Giménez Suárez \(2010\)](#), le test de neuf algorithmes de calcul de pente, dont un seul algorithme, nommé « Neighbourhood Method », fonctionne sous ArcGIS 9.2 ® et huit sous SEXTANTE ®, montre des résultats similaires, malgré que la corrélation des indices et des RMSE montre une légère perfection de l'algorithme d' «Ajustement polynomiale du second degré De Zevenbergen et Thorne» (en anglais : Zevenbergen and Thorne 2nd degree Polynomial Adjustment algorithm) ([Zevenbergen & Thorne, 1987](#)).

Ainsi, et pour des raisons liées à sa facilité d'usage, le choix de l'algorithme « Neighbourhood Method » ([Burrough & McDonell, 1998](#)), fonctionnant sous ArcGIS, sera retenu dans ce travail. Cet algorithme permet de calculer la pente de chaque cellule à partir des 8 cellules voisines selon la technique maximale moyenne ([Burrough, 1986](#)).

Le calcul de pente est fondé sur le principe suivant : en un point, on définit un plan tangent à la surface du MNT et son vecteur normal. La pente (*slope* ou *gradient* en anglais) est égale à l'angle, dans un plan vertical, entre le vecteur normal et l'axe des Z ([Charleux-Demargne, 2001](#)). Au point considéré, le calcul du vecteur normal à la surface s'effectue à partir de gradients locaux de surface suivant deux directions : les gradients suivant les axes (OX) et (OY)

donnent respectivement les coordonnées $x = \left(\frac{\partial Z}{\partial X} \right)$ et $y = \left(\frac{\partial Z}{\partial Y} \right)$ du vecteur (Burrough & McDonell, 1998). La coordonnée z de ce vecteur normal est égale à 1. D'où la pente $\theta = \arctan \sqrt{x^2 + y^2}$.

Le calcul de la pente est obtenu par le passage d'un filtre sur le MNT. Ces filtres sont des fenêtres glissantes dont le centre passe successivement sur chaque maille du MNT et qui y calculent un gradient selon la valeur des pixels voisins. Le nombre de pixels voisins pris en compte peut être variable, mais plus le voisinage pris en compte est important, plus le calcul est long (Payraudeau, 2002 ; Che, 2005).

Sous ArcGis, le gradient pente est calculé par le passage d'un filtre 3×3 caractérisé par les coefficients de pondération suivant :

$$X = \frac{1}{8} \times \begin{bmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{bmatrix} \text{ et } Y = \frac{1}{8} \times \begin{bmatrix} 1 & 2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -1 \end{bmatrix} \quad \text{éq. 10}$$

La pente peut être calculée en degré ou en pourcentage. Dans cette étude, le calcul en degré est retenu.

L'analyse de pente est fréquemment utilisée dans plusieurs domaines des Géosciences :

En hydrologie, par exemple, la connaissance de la pente d'une zone donnée est souvent nécessaire pour comprendre la dynamique des écoulements. Dans le domaine des risques naturels, la pente a une grande influence sur le déclenchement, l'accélération ou le ralentissement des glissements des terrains. En pédologie, Gaddas (2001) a démontré que le type du sol dépend énormément du degré de la pente du terrain. Entre autre, le degré d'érosion des sols est fortement lié à la pente, elle influence aussi la profondeur des sols : plus la pente est forte, plus le sol est sujet à l'érosion. Cela vient pour confirmer les résultats des travaux de Dokuchaev (1870 et 1881), de Sibirtsev (1951) et de Glazovskaya (1973).

En géologie, un changement de pente peut traduire un changement lithologique ou un accident tectonique. En effet, une variation brusque de pente peut être expliquée, dans les plupart des cas, par deux facteurs :

- ◆ une variation de lithologie des roches : ce qui signifie un comportement différent vis-à-vis de l'érosion ;
- ◆ ou provient des accidents tectoniques qui ont influé la morphologie du terrain.

Résultats et interprétations

Dans la zone d'étude, les pentes du terrain sont extraites à partir du MNE SRTM. Pour mieux représenter la variation de pente, le choix de l'échelle adoptée sera basé sur les statistiques fréquence/pente (Figure 85). Dans ce cas d'étude, les pentes du terrain sont organisées en cinq classes : très faible ($0-1^\circ$), faible ($1-2.6^\circ$), modérée ($2.7-10^\circ$), forte ($10.1-20^\circ$) et très forte ($> 20^\circ$) (Figure 86).

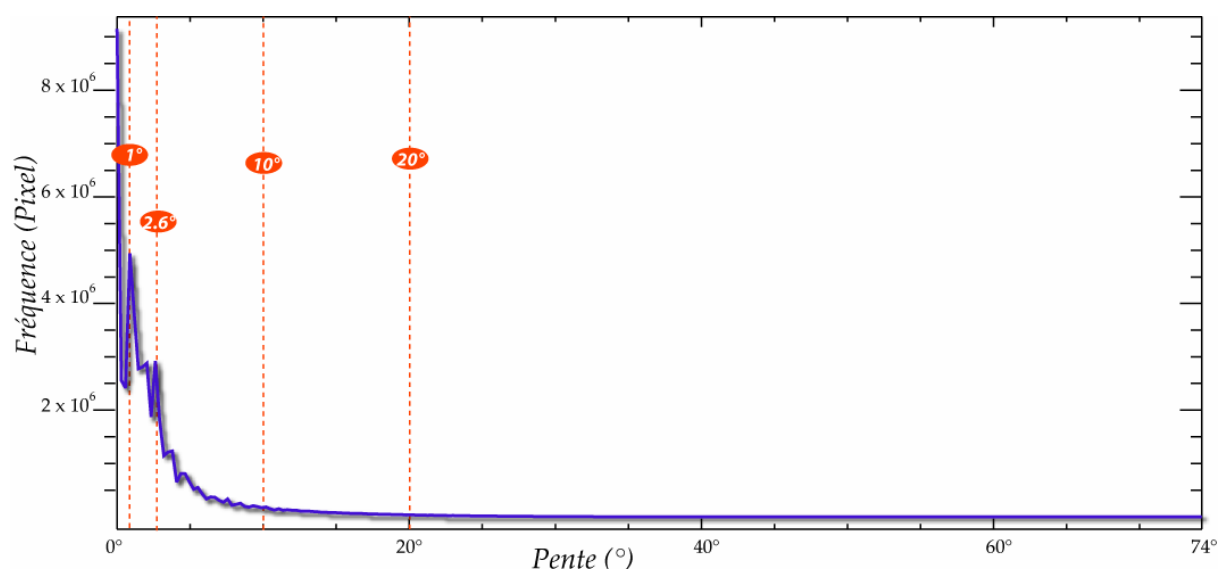


Figure 85: Statistique de pente des pixels (slope spectrum).

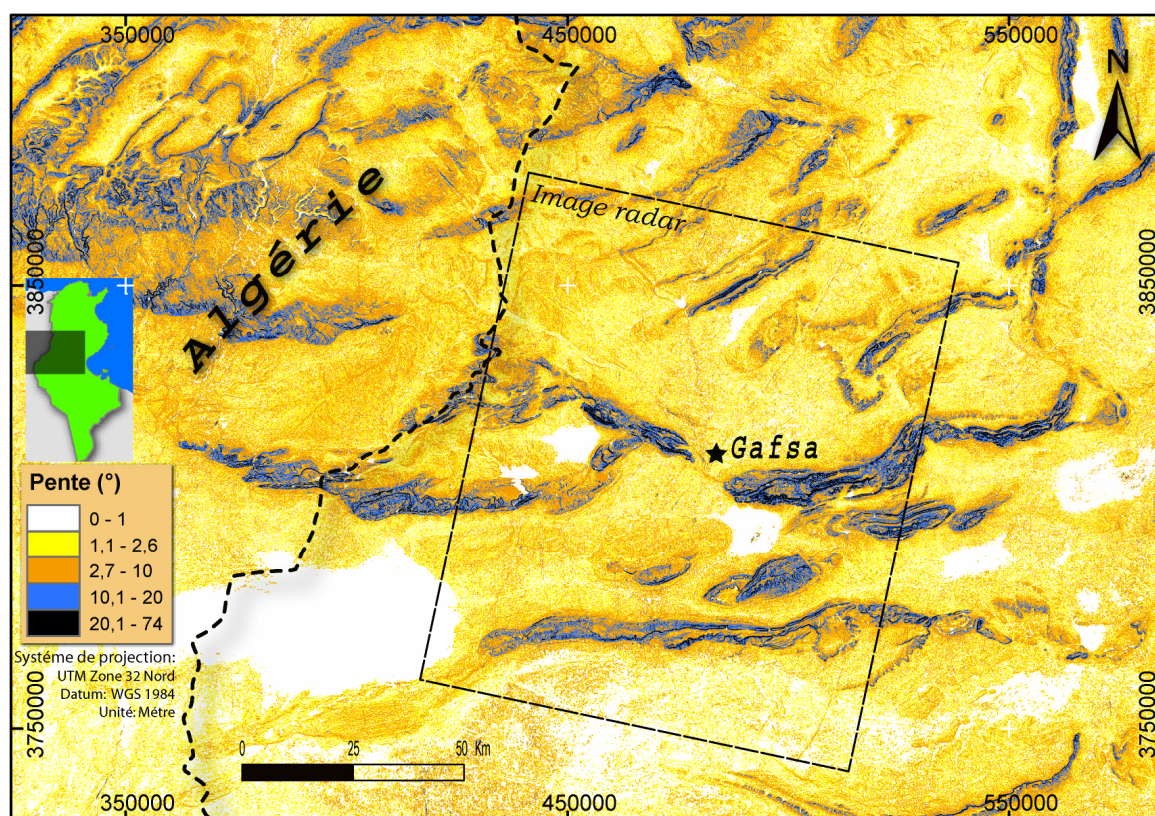


Figure 86: Carte de pente de la zone d'étude calculée à partir du MNE SRTM.

Dans la zone d'étude, la répartition spatiale des pentes du terrain (Figure 86), montre une dominance des surfaces à pentes faibles. Les pentes très faibles occupent généralement les chotts alors que les pentes moyennes, modérées et très fortes sont réduites dans les chaînes plissées de la zone.

Pour mieux visualiser, comprendre et interpréter les zones à pentes très fortes, une autre carte a été produite en illustrant uniquement les pentes $>30^\circ$ (Figure 87).

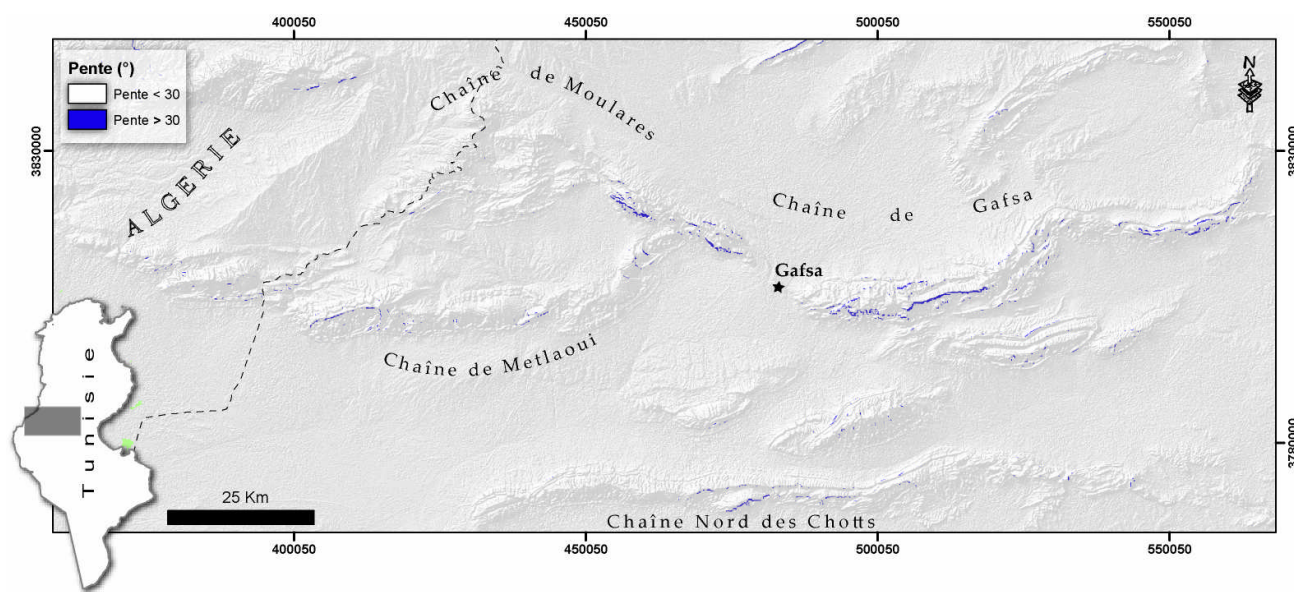


Figure 87: Répartition spatiale des zones à grande pente ($>30^\circ$).

Les plus grandes pentes sont éparpillées sur toutes les chaînes de l'Atlas méridional de la Tunisie. En faisant la corrélation avec la lithologie, nous pouvons en déduire que ces zones sont occupées généralement par des roches dures :

Pour la Chaîne de Gafsa, les pentes fortes se localisent à J. Orbata (18) et J. El Abiod (19) dans les calcaires à Knemiceras et dolomie du Zebbag intérieur d'âge Albien supérieur.

A la Chaîne de Moularet, et plus exactement à la terminaison SE de J. Ben Younes (20), et dans son flanc sud, les pentes fortes se localisent dans les barres calcaro-dolomitiques du membre inférieur de la formation "Zebbag" et de la formation "Orbata" d'âge Albien supérieur. Plus au nord et toujours dans la même chaîne, cette pente réapparaît au niveau de J. Bou Ramli (33) dans la même formation géologique.

A l'extrême Est de la Chaîne de Métlaoui, les terrains à grandes pentes occupent la partie sommitale du J. Blijou (29) qui correspond à des argiles et calcaires à Orbitoïdes de la formation "Berda inférieur" d'âge Campanien inférieur.

Plus au sud, et dans la chaîne nord des chotts, le flanc sud de J. Asker (7) présente une forte pente au niveau des calcaires à Knemiceras, lumachelles et argiles de la formation "Mrazig" d'âge Albien supérieur.

Les chiffres indiqués entre parenthèses dans le paragraphe au dessus font référence au numéro des plis de la carte [Figure 65: Les principales chaînes plissées de I].

D'une manière générale, et d'après la carte de pente de la zone d'étude (Figure 86), le pendage du flanc sud de la majorité des structures de la chaîne de Gafsa, de la chaîne de Metlaoui et la chaîne Nord des Chotts de nord est plus forts que le flanc nord (eg., Figure 88).

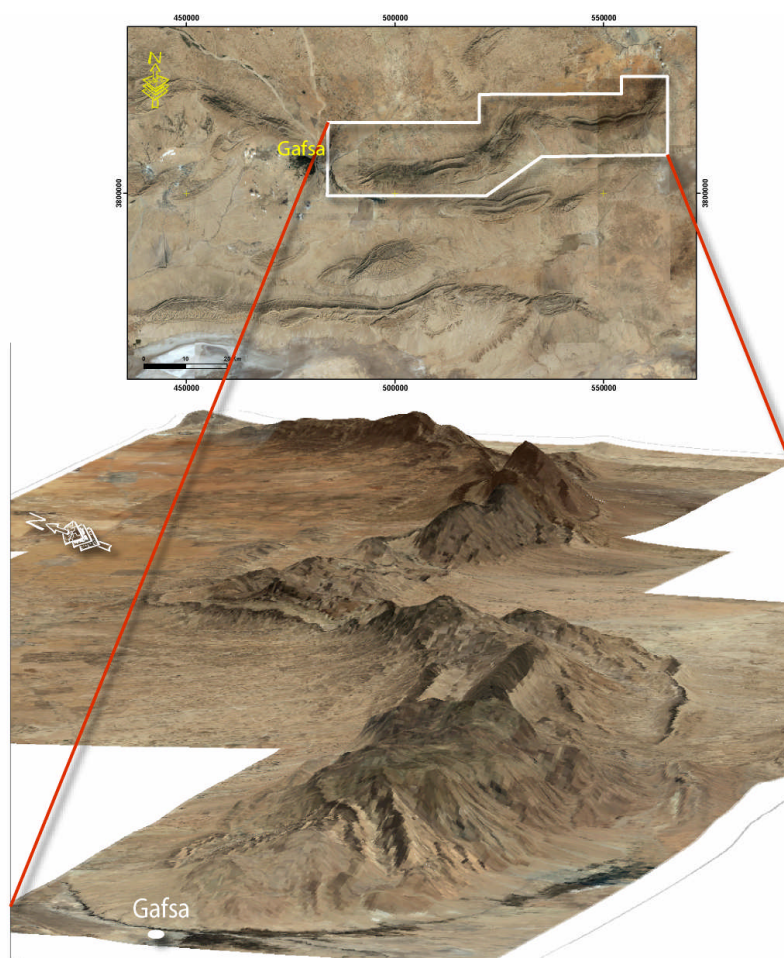


Figure 88: Fraction de la chaîne de Gafsa montrant le pendage fort du flanc sud et le pendage faible du flanc nord.

Du point de vue morphotectonique, la « rupture de pente » observée dans certains sites de la zone d'étude, comme c'est le cas observé au J. Orbata (Figure 89), peut être la conséquence d'un accident tectonique.

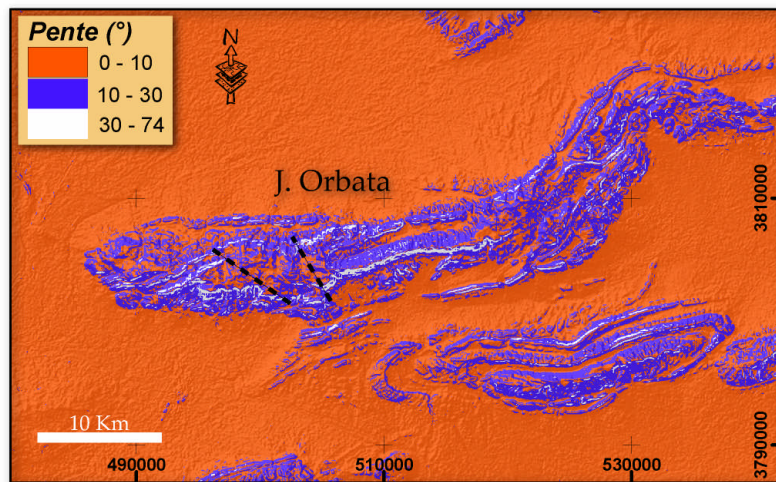


Figure 89: Rupture de pente observée sur J. Orbata.

Dans un stade plus avancé, l'information de la pente est fusionnée avec celle de l'altitude à travers la réalisation de représentations statistiques : l'altitude est couramment représentée en abscisse et la pente en ordonnée (Figure 90). La fusion de ces deux indicateurs morphométriques peut être d'une grande efficacité pour mieux envisager la morphologie du relief (Depraetere, 1984 ; Dupéret & Deffontaines, 2004).

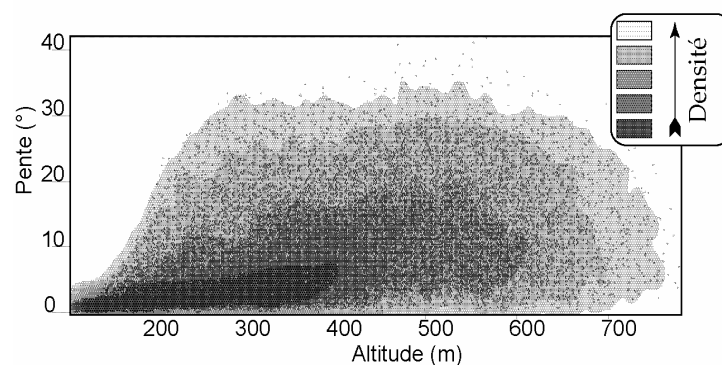


Figure 90: Exemple de représentation graphique (densité et nuages de point) des pentes en fonction des altitudes.

Dans la zone d'étude, cette analyse est appliquée sur plusieurs secteurs (Figure 91). Les représentations résultantes (sous forme de densité des points) nous permettent de distinguer les secteurs de la chaîne de Metlaloui (N° : 10, 11, 12, 13 et 14 de la Figure 91) par la « rupture » de densité dans certains intervalles d'altitudes (représentées dans les graphiques par des lignes blanches). Cela peut être expliqué par le fait que ces domaines peuvent être occupés par des couches lithologiques dures qui résistent à l'érosion et par conséquent leurs pentes restent relativement fortes par rapport aux couches tendres situées au voisinage.

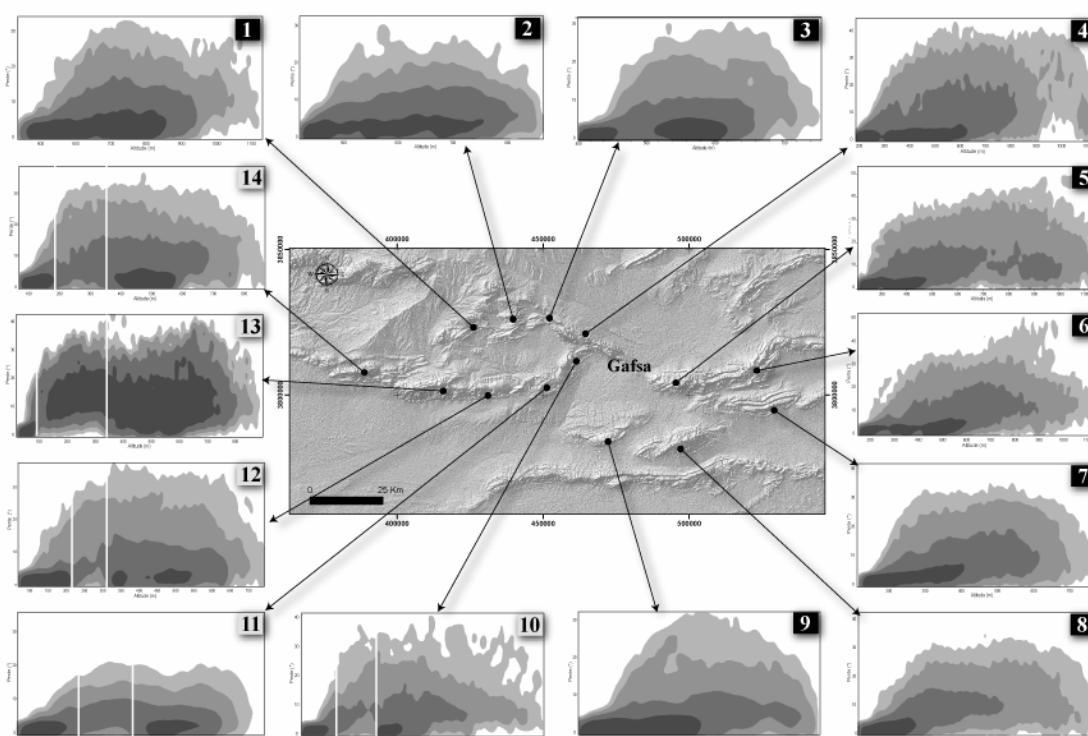


Figure 91: Représentations statistiques de la relation entre les altitudes et les pentes (densité des points) dans quelques secteurs de la zone d'étude.

En revanche, les représentations statistiques relatives aux massifs isolés (N° : 7, 8 et 9 de la Figure 91) se distinguent par une « propagation » presque constante de la densité, ce qui peut traduire une certaine homogénéité de répartition des matériaux constituant ces reliefs : les grandes altitudes sont occupées par des matériaux résistants et les basses altitudes sont occupées par des matériaux tendres.

II-3-c - Analyses hypsométriques

Principe de base :

Au cours de son évolution, un paysage peut se présenter sous trois formes : paysage immature (Young), paysage mature (Mature) et paysage évolué (Old) (Davis, 1899). Chaque forme se distingue par ses paramètres morphométriques (Bannister, 1980) dont la pente est l'un des plus importants.

La répartition des altitudes d'un relief donné peut être représentée par une courbe hypsométrique (*hypsothetic curve*) qui exprime le pourcentage de superficie au-delà d'une certaine altitude (Wegener, 1929 ; Péguy, 1942 ; Strahler, 1952).

La représentation graphique de l'hypsométrie porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus de l'altitude représentée en ordonnée

(Keller & Pinter, 2002 ; Walcott & Summerfield, 2008 ; Pérez-Peña et al., 2009). La courbe hypsométrique du bassin donne ainsi le pourcentage de la superficie "S" du bassin versant situé au-dessus d'une altitude donnée "H" (Figure 92).

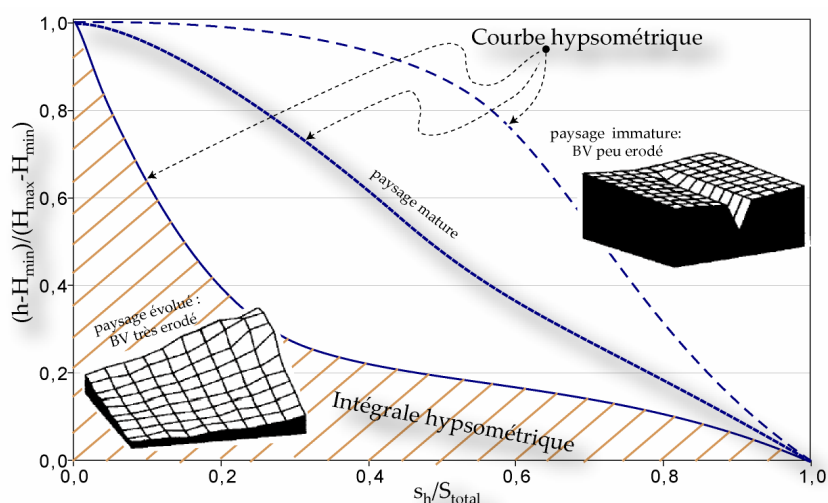


Figure 92: Produits hypsométriques et interprétation morphodynamique : paysage évolué = relief dégradé ("Monadnock stage") ; paysage mature = relief en phase d'équilibre ("Mature stage") ; paysage immature = relief jeune ("Youthful stage").

L'intégrale de cette courbe (intégrale hypsométrique) est une mesure de la proportion de la topographie située au-dessus de l'altitude de l'exutoire (Strahler, 1952 ; Hurtrez & Lucazeau, 1999). Cette valeur (IH) traduit le volume relatif non érodé (Strahler, 1952). Les valeurs faibles de IH ($IH < 0.35$) témoignent d'un relief évolué fortement érodé, alors que les valeurs élevées ($IH > 0.6$) indiquent un relief immature et faiblement érodé, les valeurs moyennes ($0.35 < IH < 0.6$) renseignent sur un relief en phase d'équilibre (Strahler, 1952). Souvent l'intégral hypsométrique est exprimé par l'équation (eq. 11) (Pike & Wilson, 1971 ; Hurtrez et al., 1999).

$$IH = \frac{Z_{moy} - Z_{min}}{Z_{max} - Z_{min}} \quad \text{éq. 11}$$

Avec Z_{moy} (eq. 12) exprime l'altitude moyenne du Bassin Versant.

$$Z_{moy} = \frac{\sum_i S_i * Z_i}{S_{total}} \quad \text{éq. 12}$$

S_i est la surface du BV dont l'altitude est égale à Z_i

Les produits hypsométriques ont été largement exploités par plusieurs auteurs pour décrire la morphologie d'un terrain (Harlin, 1978 ; Lifton & Chase, 1992 ; Pubellier et al., 1994 ; Monier, 1997 ; Fabre & Monteil, 2001 ; Font et al., 2002 ; Payraudeau, 2002 ; Demoulin, 2010).

En particulier, l'exploitation des courbes hypsométriques permet de :

- ✓ mettre en valeur l'impact de la tectonique et l'incidence des processus de dissection (Delcaillau et al., 1998 ; Pedrera et al., 2009 ; Pérez-Peña et al., 2010) ;
- ✓ exprimer les différences qui existent entre deux bassins versants du même domaine morphologique, mais constitués de lithologies différentes (Moglen & Bras, 1995 ; Hurtrez & Lucazeau, 1999 ; Delcaillau, 2004) ;
- ✓ évaluer le volume des roches érodées et/ ou mobilisables à travers le calcul de l'Intégrale Hypsométrique IH (Bishop, 2002).
- ✓ Mettre en évidence les aspects morphodynamiques actuels des formes de reliefs de type massifs salifères et estimer le dynamisme érosif dans le cas de la tectonique salifère active (slama, 2008).

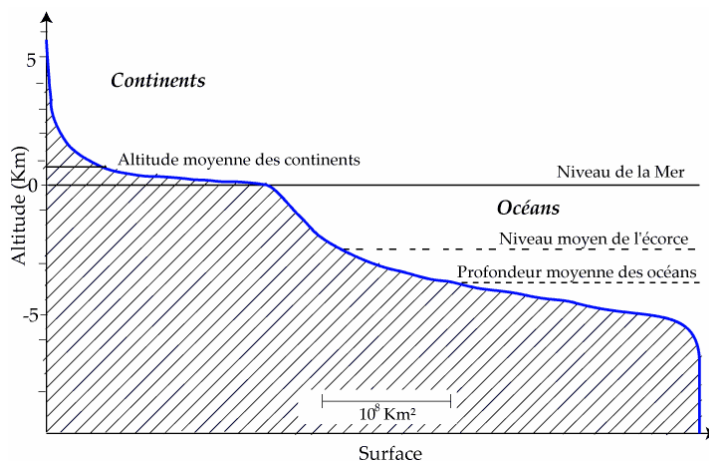


Figure 93: Courbe hypsométrique de la surface de la Terre (d'après Wegener, 1929).

D'après Wegener (1929), la courbe hypsométrique de la surface de la Terre a révélé l'existence de deux maxima dans la distribution des altitudes (Figure 93): l'un à 0 et l'autre à - 5 000 m. Ces deux maxima mettent donc en évidence l'existence de deux couches distinctes : le **sial** (qui désigne la croûte continentale composée principalement de silicium et d'aluminium) et le **sim** (qui désigne la croûte océanique composée principalement de silicium et de magnésium).

Selon Strahler (1952), l'allure de la courbe permet de caractériser le cycle d'érosion du relief actuel étudié (Figure 92). Ainsi, une courbe convexe sera caractéristique d'un relief où l'érosion est encore intense (relief immature), alors qu'une forme concave indiquera une stabilisation des processus d'érosion (relief évolué) (Bannister, 1980 ; Llamas, 1993).

Les analyses hypsométriques, établies par Delcaillau et al. (1998) pour l'ensemble des bassins de l'anticlinal Pakuashan (Taiwan), ont permis de subdiviser le relief en trois grandes familles : dans les sections nord et du centre de la crête Pakuashan, la première famille se caractérise par une forme générale concave-convexe et $IH < 0,45$; dans la zone centrale, les courbes hypsométriques sont sub-rectilignes et $IH > 0,45$ à $0,50$; dans la partie sud, la troisième famille

est caractérisée par une forme concave vers le bas et $IH > 0,60$. En seconde étape, et dans le but d'établir une relation entre la tectonique et la géomorphologie, une comparaison entre les différentes courbes et intégrales hypsométriques est réalisée. Cela a abouti à: dans les bassins versants du nord, les processus de dénudation sur les pentes sont très répandus et plus active que l'érosion verticale. La crête Pakuashan a atteint un stade maximum de soulèvement appelé un stade élargissement de la crête. Du point de vue géomorphologique, les bassins versants du nord ont atteint un état d'équilibre stationnaire. Par contre, dans les bassins versants sud, l'érosion verticale est fortement marquée et le paysage est caractérisé par des vallées profondes. Ces bassins versants sont soumis à un soulèvement à court terme.

Cette analyse hypsométrique, couplé à d'autres approches, a permis aux auteurs de suggérer que la déformation au cours du Quaternaire, dans l'anticlinal Pakuashan, s'est déclenchée vers 500-400 ka dans la partie nord de la zone, puis elle s'est propagée vers le sud.

Dans ce même contexte morphotectonique s'oriente l'étude réalisée par [Pedrera et al. \(2009\)](#) dans la Cordillère bétique orientale (Espagne): les formes convexes caractérisant les courbes hypsométriques des bassins versants situés dans les secteurs plissés du bassin de la Sierra de Las Estancias-Almanzora sont interprétées par l'auteur comme la conséquence du soulèvement relatif causé par les plis.

Dans un autre sens, l'étude menée par [Hurtrez & Lucazeau \(1999\)](#), portant sur le bassin versant de l'Hérault (France), suggère que la variation observée dans l'allure des courbes hypsométriques relatives à trois bassins versants de la zone d'étude, situés dans le même contexte tectonique, est directement liée à la lithologie des matériaux : les schistes se caractérisent par des courbes hypsométriques concaves, alors que les formations calcaires se caractérisent par une courbe hypsométrique convexe.

Méthode, résultats et interprétations

Souvent la représentation des paramètres hypsométriques se fait à l'échelle d'un bassin versant. Rappelons qu'un bassin versant est défini comme l'ensemble d'un territoire drainé par un cours d'eau et ses affluents et dont son contour est tracé par des frontières naturelles, appelé ligne de partage des eaux, alors qu'en aval, sa limite est définie par son exutoire. Le bassin versant est généralement délimité à partir de la topographie et il peut être décrit grâce à ces caractéristiques géométriques : la surface, la forme et le relief.

Signalons que plusieurs techniques sont utilisées pour le calcul hypsométrique. Certaines sont manuelles, d'autres sont automatiques comme l'exemple de l'extension

« CalHypso » développée par Pérez-Peña et al. (2009) sous "Visuel Basic 6" en utilisant l'architecture de ArcObjects (ArcGis).

Mais puisque cette extension est indisponible pour utilisation, nous avons développé notre propre méthodologie qui est inspirée, dans certaines parties, de la démarche suivie par Higy & Musy (2000) pour l'analyse et la modélisation hydrologique du bassin versant de Haute-Mentue (Lausanne-Suisse): dans ce cas d'étude, le MNE SRTM a constitué la semelle de base pour la délimitation des bassins versants de la zone. En s'appuyant sur les fonctionnalités de Géo-traitement et d'analyse spatiale offertes par les logiciels du SIG, nous avons pu dresser, pour chaque bassin versant, sa courbe hypsométrique en passant par le calcul du nombre de cellule du MNT par classe d'altitude et le pourcentage de surface correspondante (Figure 94).

Dans cette étude, les courbes ont été représentées en complotant : en ordonnée, une valeur (entre 0 et 1) mettant en évidence la relation entre la hauteur du niveau, l'altitude minimale et l'altitude maximale ; alors, qu'en abscisse, la proportion (varie de 0 à 1) de la surface se trouvant au-dessus d'une valeur h (Surface d'altitude supérieure à h / Surface totale).

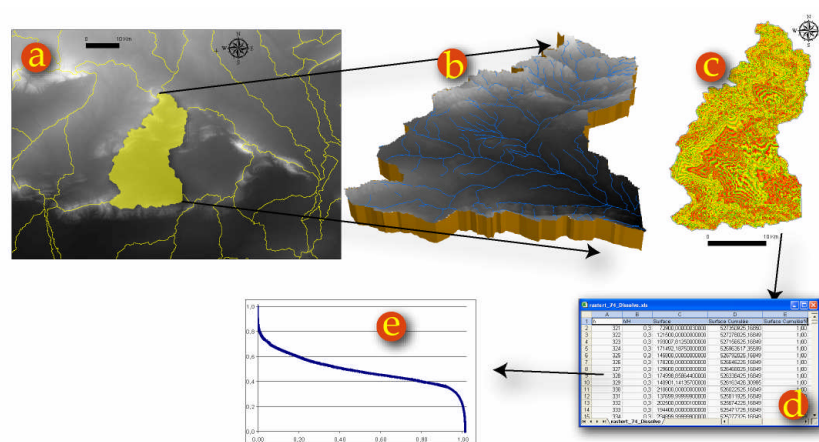


Figure 94: Méthodologie de génération de la courbe hypsométrique relative aux bassins versant : a-Délimitation du bassin versant ; b- Découpage du MNT selon le BV ; c- Conversion du raster vers vecteur, fusion des polygones de même valeur d'altitude puis calcul de leurs surfaces ; d- Calcul statistique ; e- Production du graphique : courbe hypsométrique.

La compréhension de l'état géomorphologique du secteur d'étude peut être améliorée à travers la représentation et l'analyse des courbes hypsométriques relatives aux 34 bassins versant de la zone d'étude (Figure 95).

L'aspect général des courbes hypsométriques, traduisant l'état d'érosion du bassin versant (Figure 95), permet de distinguer facilement et clairement deux secteurs, A (2 bassins) et B (4 bassins), avec des courbes hypsométriques de type sigmoïde légèrement tronqué et avec un indice hypsométrique compris entre 0.35 et 0.60. Ceci montre qu'il s'agit d'un relief en équilibre montrant une parfaite interaction entre le couple érosion-tectonique active dans le secteur A,

alors que le relief du secteur B (BV 30, 31 et 32) commence à être plus influencé par une tectonique active.

En dehors de ces deux secteurs (A et B), le reste des bassins versant (28 bassins) présentent une allure convexe de ces courbes hypsométrique et un $IH < 0.35$. Ces valeurs de l'indice hypsométrique ainsi que l'allure des courbes représentent les vieux bassins dont l'altitude varie très peu sur une superficie importante. Ce qui traduit que cette zone, y compris la chaîne de Gafsa et la chaîne du Nord des Chotts, est occupée par le relief ancien, fortement érodé, stable et assez dégradé avec une phase prononcée du "paysage mature" (en anglais : "Monadnock stage"). C'est le pouvoir érosif qui emporte et façonne le relief de cette zone et contrôle son évolution.

Pour la zone située entre la chaîne de Moulares et la chaîne de Metlaoui, l'allure de la courbe hypsométrique est généralement concave à sub-linéaire : la superficie est faible par rapport au changement d'altitude initiale. Cela peut traduire la maturité du paysage.

Dans ce cas, l'analyse de l'IH se montre plus significative, puisqu'elle montre que cette zone est marquée par une remarquable augmentation graduelle de la valeur de l'intégral hypsométrique du SE vers le NW : bassin N°34 ($IH=0.22$), bassin N°33 ($IH=0.32$), bassin N°30 ($IH=0.48$), bassin N°31 ($IH=0.56$): le relief est plus jeune dans la partie NW. Cela peut traduire une propagation de la déformation du relief du SE de la zone vers le NW.

A cette échelle cartographique, la représentation hypsométrique peut dissimuler des indices de déformation récente. Ainsi, nous avons affiné l'étude en effectuant une analyse plus détaillée à l'échelle du sous-bassin des trois chaînes : la chaîne de Gafsa (*Figure 96*), la chaîne de Moulares (*ANNEXE 6 – a*) et la chaîne de Mélaoui (*ANNEXE 6 – b*). Cette analyse a porté sur les 273 sous-bassins qui couvrent les trois chaînes.

Les analyses ont permis de dégager plusieurs remarques (*Figure 97*) :

- la majorité des sous-bassins (150 sous bassin) montre un indice hypsométrique inférieur à 0.35. Contrairement à la chaîne de Metlaoui et la chaîne de Moulares, la branche E-W de la chaîne de Gafsa se distingue par la dominance de ce type de bassin. Ce qui signifie que le relief qui constitue cette zone est ancien et peu affecté par la tectonique.

- Les 9 bassins situés sur la crête de J. Orbata, de J. El Biadh et de J. Bou Hedma, montrent un indice hypsométrique relativement élevé ($0.35 < IH < 0.50$). la visualisation de la couverture géologique à l'échelle du 1/ 100 000^{ème}, permet de déduire que la crête de ces structures est

occupée par des matériaux durs (Calcaire) de la formation Zebbeg inférieur. Ainsi, les valeurs élevées de l'IH sont expliquées essentiellement par l'influence de la lithologie des roches qui constituent ces bassins versants.

- En se basant sur cette analyse, essentiellement l'IH, nous avons proposé la répartition du relief de la chaîne de Gafsa en quatre classes représentées avec des couleurs différentes dans la *Figure 96*. La 4^{ème} classe, qui comporte uniquement trois bassins (N°6, 27 et 28 de la *Figure 96*), se distingue par la jeunesse relative de son paysage.

- Afin de comprendre et de justifier cette particularité, nous avons étudié cette zone du point de vue lithologique et tectonique : d'après la cartographie géologique de la zone à l'échelle du 1/100 000^{ème}, ces bassins sont situés dans le même contexte lithologique des bassins de proximité, ce qui permet d'écarter l'hypothèse de l'intervention de la lithologie pour justifier la valeur élevée de l'IH.

- Les bassins versant situées sur les flancs sud-West des structures de J. Ben Younes et J Bou Ramli, sont dotés d'un indice hypsométrique élevé. Leur adjonction permet de constituer une zone qui peut être qualifié d'immature. La corrélation avec la couverture tectonique de la l'Atlas méridional de la tunisie permet de déduire, que ces valeurs élevées d'IH sont situées dans le couloir de décrochement de la faille de Gafsa.

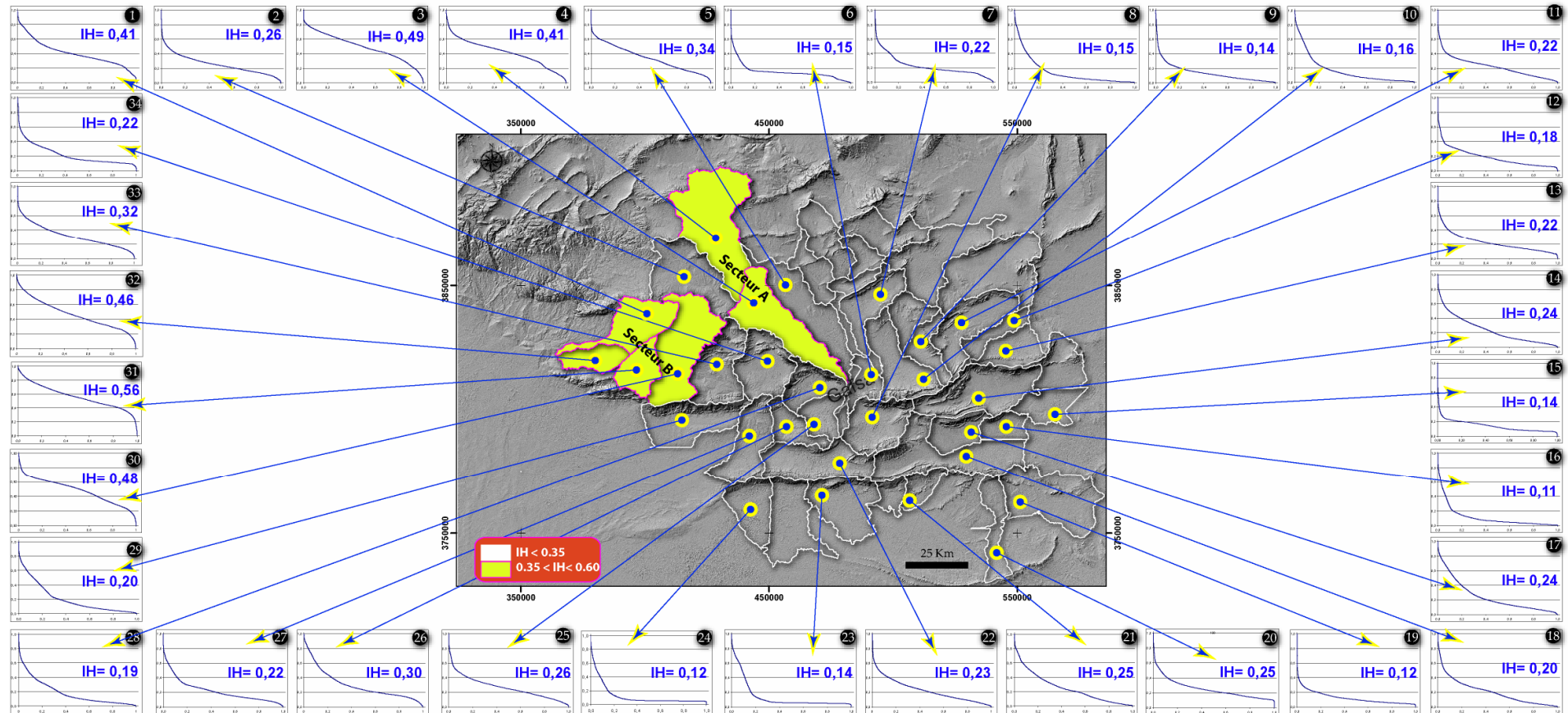


Figure 95: Courbes et Intégrales hypsométriques relatives à quelques bassins versants du secteur d'étude.

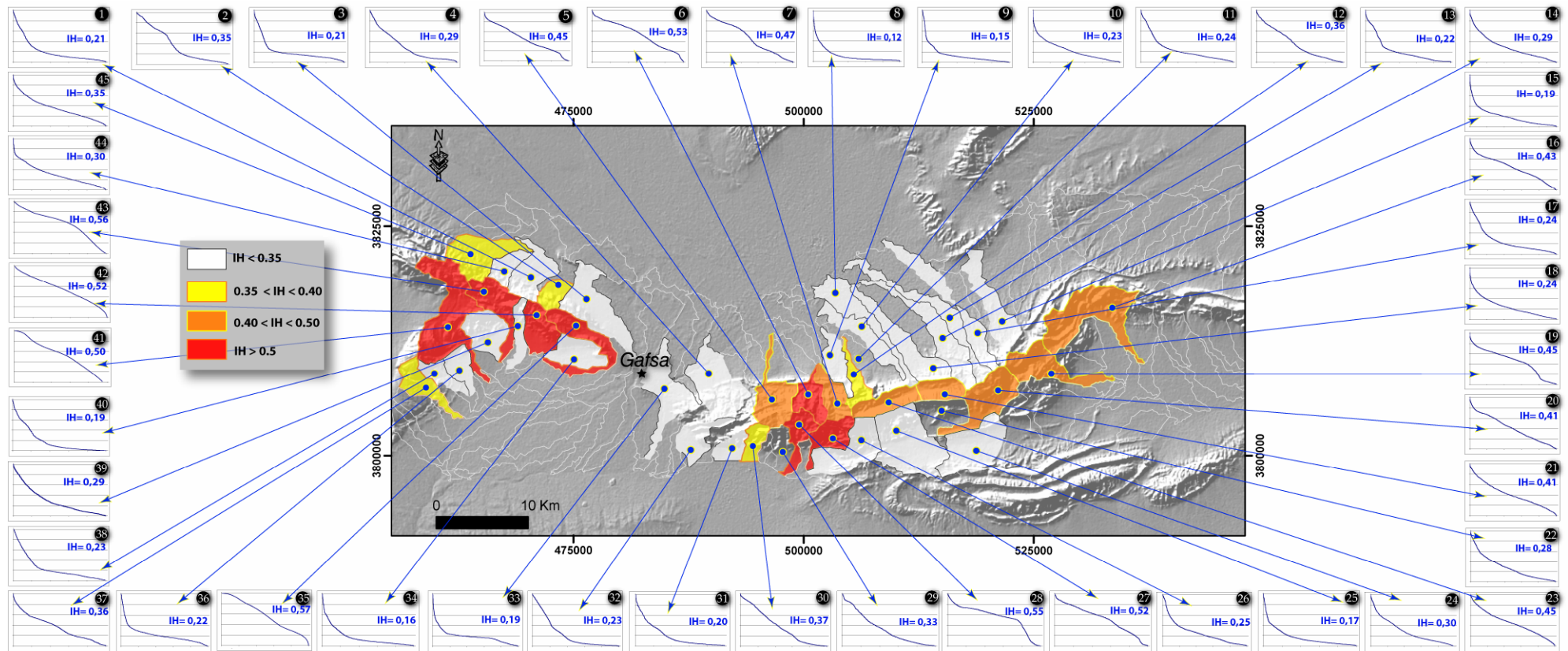


Figure 96: Courbes et Intégrales Hypsométriques (IH) relatives à quelques sous bassins versant de la chaîne de Gafsa.

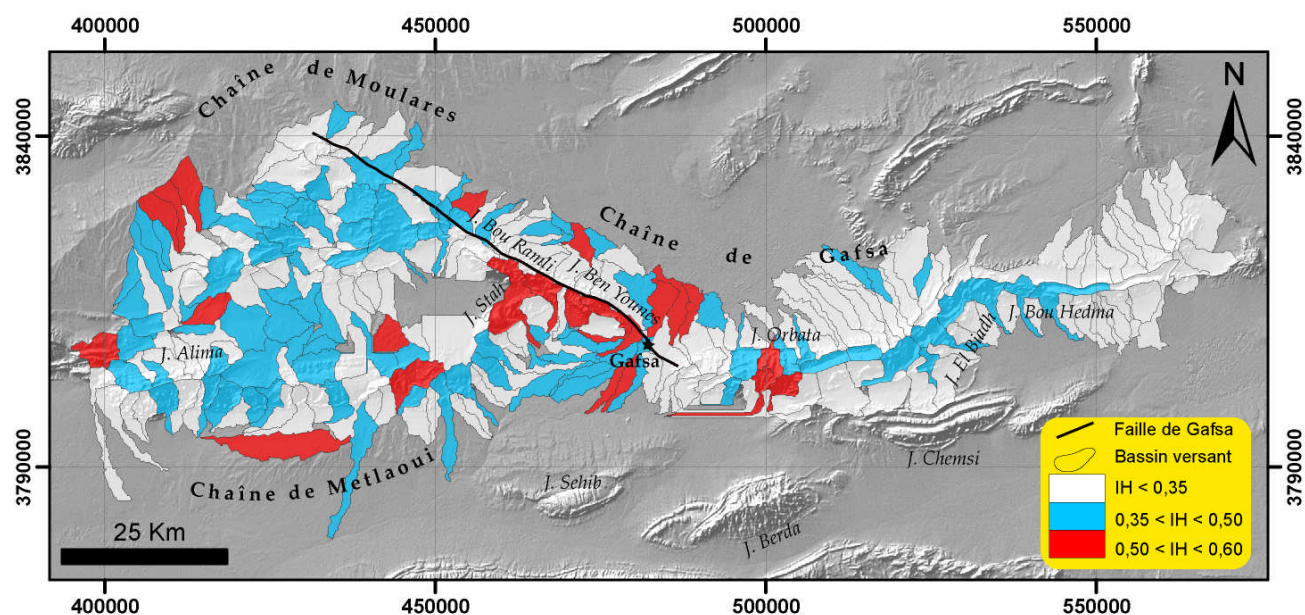


Figure 97: Classification du relief selon l'indice hypsométrique (IH) des bassins versants.

Une autre hypothèse peut être évoquée est celle de la remonté du Trias qui permet d'entraîner avec lui les structures sus-jacentes. Ce processus peut être accentué grâce à l'intervention d'un jeu de failles qui favorise un soulèvement de certains compartiments du terrain. Ceci peut être justifié par la présence de plusieurs failles qui transpercent le relief de ce secteur. Mais, ces hypothèses peuvent être affirmées ou écartées en se basant sur d'autres paramètres morphométriques ou en s'appuyant sur d'autres approches.

En dehors du contexte morphotectonique, les courbes hypsométriques peuvent constituer une information précieuse pour apercevoir le pouvoir d'érodabilité des matériaux et par la suite la lithologie des roches affleurantes:

Dans la zone d'étude, cela se matérialise par plusieurs exemples tel que le flanc nord de J. Orbata (Figure 98): la barre calcaire blanc d'El Berda supérieur (d'âge Maastrichtien supérieur) forme un obstacle morphologique contre les écoulements hydrauliques favorisant ainsi la formation de bassins de réception (représentés en noir sur la Figure 98) en haut de relief et des gorges traversant la barre calcaire dure. Sur les courbes hypsométriques cela se manifeste par des maxima (anomalies): stagnation d'altitude sur une grande surface.

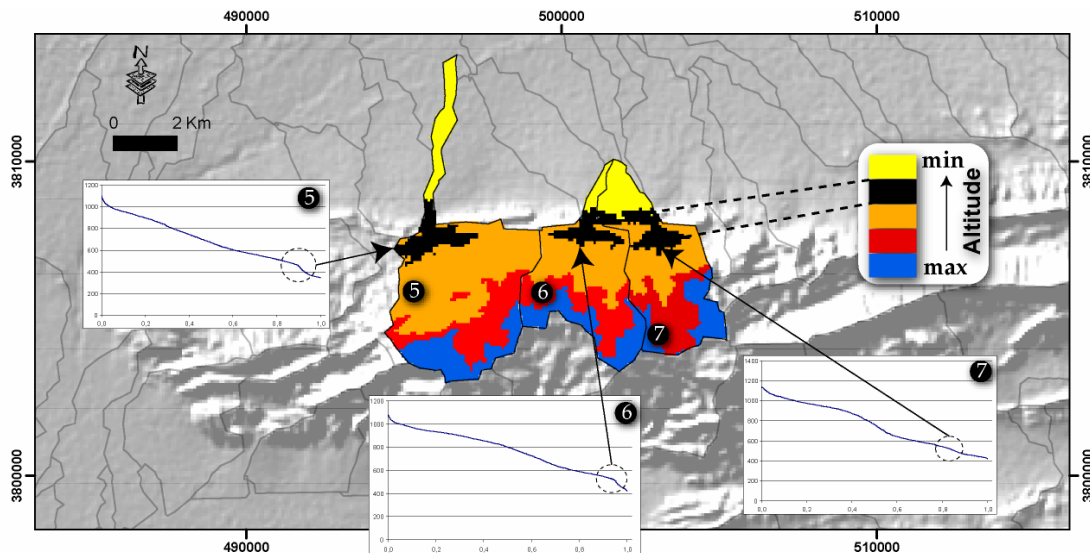


Figure 98: Relation lithologie – hypsométrie : observation de maxima des courbes hypsométriques dans trois bassins versants (5,6 et 7) au flanc nord de J. Orbata, ceci peut être expliqué par la composition lithologique du bassin.

II-3-d - Carte d'exposition

Principe de base

L'exposition (aspect ou exposure dans la littérature anglaise) est l'angle dans le plan horizontal entre le vecteur normal à la surface topographique et une direction de référence, généralement le Nord (Evans, 1972 ; Skidmore, 1989). La carte d'exposition représente alors la direction d'une pente selon la plus grande pente descendante. Plusieurs formules mathématiques permettent de calculer ce paramètre (eg., Peucker et al., 1979 ; Green & Sibson, 1978 ; McCullagh & Ross, 1980 ; etc.).

Le calcul de l'exposition à partir des données numériques peut présenter des inexactitudes liées essentiellement à l'échelle du MNT et la morphologie du terrain (Isaacson & Ripple, 1990 ; Chang & Tsai, 1991).

Sous ArcGIS, l'exposition est mesurée dans le sens inverse des aiguilles d'une montre en degrés, de 0° (nord) à 360° (de nouveau nord) formant ainsi un cercle complet. La valeur de chaque cellule d'une grille d'exposition indique l'orientation de la pente de la cellule. Les terrains horizontaux n'ont pas de direction et on leur accorde une valeur égale à -1.

Résultats et interprétations

Lors de la cartographie d'exposition des pentes (Figure 99-a), nous avons subdivisé le MNT la zone d'étude en générant 8 classes d'orientation des pixels. Les statistiques de l'orientation des pixels (Figure 99-c), montrent une légère supériorité des pixels orientés sud et sud-est. Par contre, les pixels orientés nord sont les moins présents. La répartition spatiale des pixels orientés sud-ouest et ouest, nous paraît la plus significative de point de vue morphologique,

puisque'ils permettent de tracer quelques limites de structures de direction NW-SE (Figure 99-b). Ces limites peuvent correspondre à des couloirs de décrochements qui ont définie à l'orientation des pixels de cette façon.

La carte des orientations des pentes sera exploitée par la suite (III-3-b -) dans le processus de l'extraction semi automatique des anomalies de drainage.

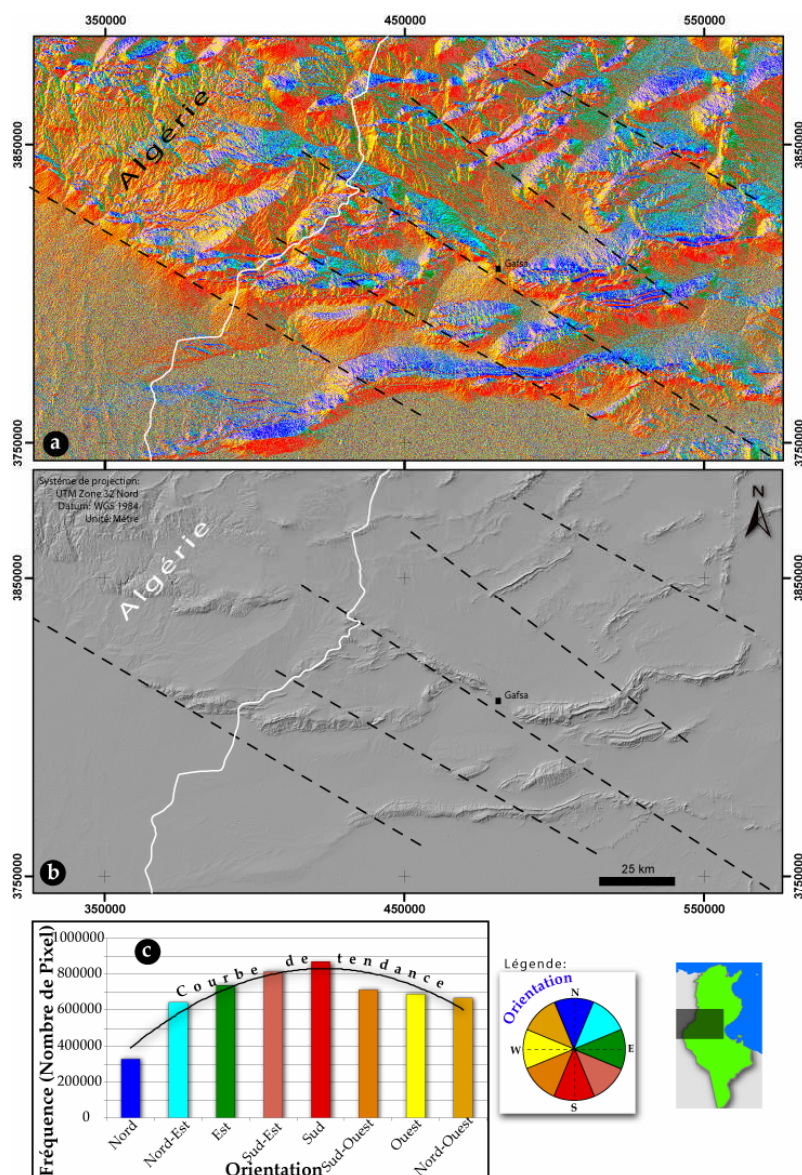


Figure 99: Cartographie d'exposition des pentes de la zone d'étude : a - Carte des orientations des pentes ; b- Organisation des pixels dans des bandes NE-SW (dont les axes sont illustrés par des traits continus) ces bandes permettent de marquer quelques limites de structures (marquées par des lignes interrompues) ; c- Statistiques de l'orientation des pixels.

II-3-e - Estompage et carte de relief

Principe de base

L'estompage ("relief shading" en anglais) est une vue en plan représentant l'ombre "propre" (sans ombre projetée) du relief, induite par éclairage d'une source lumineuse

artificielle (Horn, 1982 ; Imhof, 1982). Ainsi, l'estompage dépend de deux paramètres : l'azimut et l'altitude de la source lumineuse.

Pour une source directionnelle donnée, l'estompage se traduit sur la surface topographique par un niveau de gris inversement proportionnel à la quantité d'énergie reçue en tout point par ce terrain : le niveau noir est interprété par une absence de réception d'énergie alors qu'un pixel blanc indique un maximum de réflexion. Le niveau de gris dépend de la pente et également de l'orientation du relief par rapport à l'éclairement.

L'estompage figure parmi les paramètres les plus sollicités dans les analyses interprétatives morphotectoniques et structurales du relief.

Résultats : carte de relief

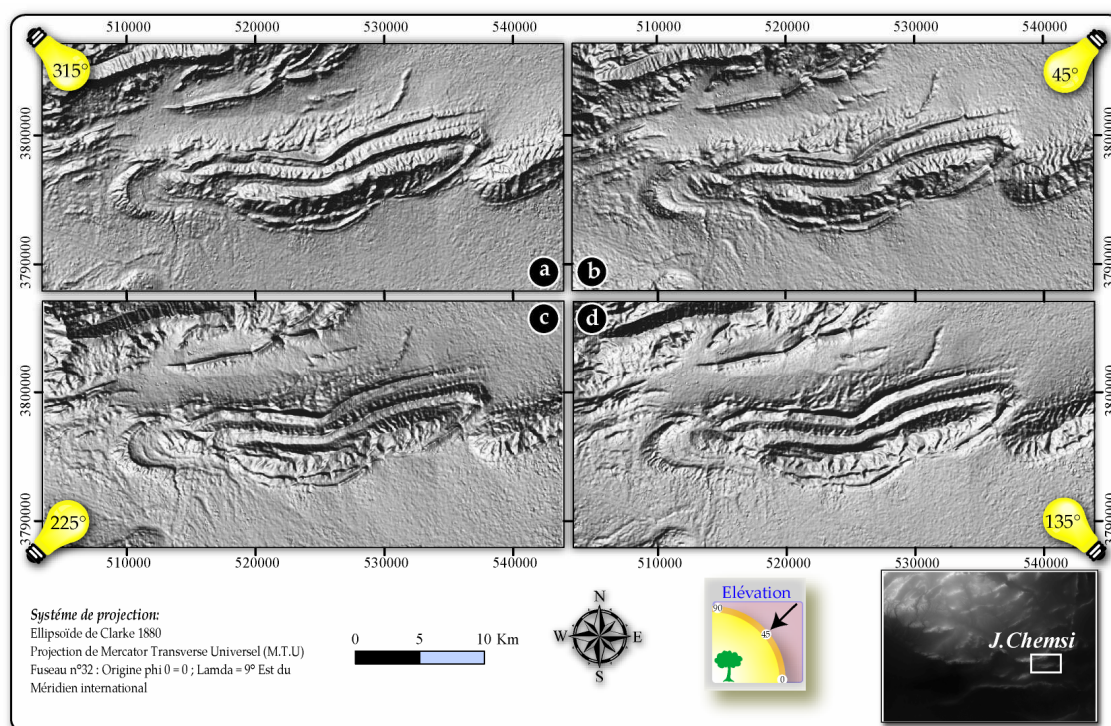


Figure 100: Variation de l'ombrage suivant la valeur de l'Azimut (Cas de J. CHEMSI): a- Azimut = 315° et élévation = 45° ; b- Azimut = 45° et élévation = 45° ; c- Azimut = 225° et élévation = 45° ; d- Azimut = 135° et élévation = 45°. Cette variation peut se montrer très utiles dans les études géomorphologiques et structurales.

Le produit résultant, carte de relief ombré (Figure 100), est une grille de pixel. À chacun, une valeur de gris (V_g) entre 0 (zone non exposée à la source lumineuse) et 255 (zone exposée à la source lumineuse) est attribuée en utilisant la formule suivante :

$$V_g = 255 [\cos(S) \sin(P) \cos(O-A) + \sin(S) \cos(P)]$$

éq. 13

Avec :

S : élévation de la source lumineuse virtuelle
 P : pente de la cellule

A : azimut de la source lumineuse virtuelle
 O : orientation de la cellule

Plusieurs auteurs, dont on cite Mark (1992) et Leonowicz et al. (2010), ont développé de nouvelles méthodes qui visent à amplifier l'apport de l'estompage et donc à tirer le plus d'informations du relief. Dans le même contexte nous présentons ici deux autres essais. Le premier consiste à superposer, avec un degré de transparence (40%), deux estompages avec un écart d'azimuts égal à 45° : le premier estompage va engendrer des zones d'ombre, le deuxième pour éclairer ces dernières (Figure 101).

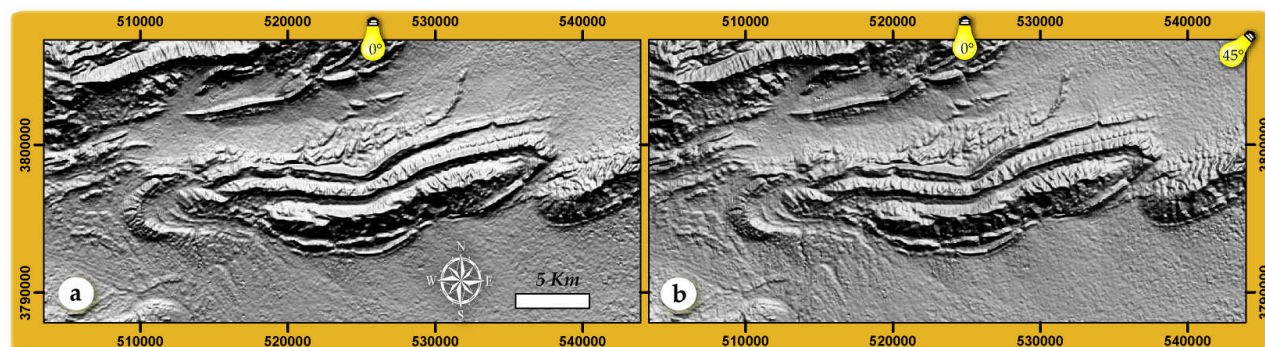


Figure 101: Comparaison de deux MNT (Cas de J. CHEMSI) : a- MNT avec un seul estompage d'Azimut 0° ; b- avec deux estompages d'Azimuts relatives 45° et 0° .

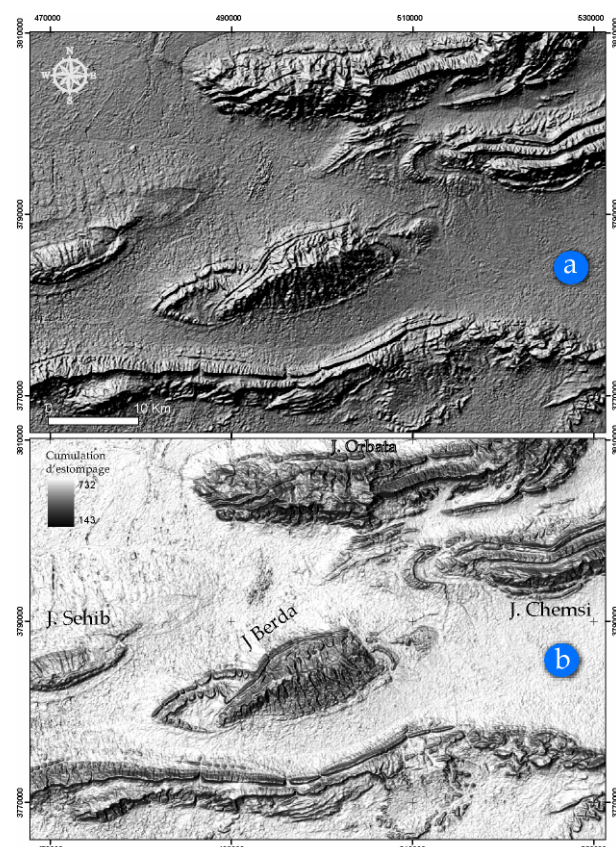


Figure 102: Comparaison entre deux types d'estompage : a- estompage simple avec un azimut $=315^\circ$ et une élévation $=45^\circ$; b- accumulation d'estompages avec les azimuts $=45^\circ, 135^\circ, 225^\circ$ et 315° et une élévation $=45^\circ$

La seconde méthode se base sur la combinaison des estompages par cumulation des différentes cartes de reliefs avec les azimuts $45^\circ, 135^\circ, 225^\circ$ et 315° (Figure 102). Cette méthode permet d'attribuer des valeurs élevées (représentées en blanc dans la Figure 102- b) aux zones qui sont exposées perpétuellement à la source lumineuse, même avec le changement de l'azimut. Ces zones sont, essentiellement, les plaines. Ainsi, la cumulation des estompages permet d'accentuer la réponse, vise à vis l'éclairage, des formes morphologiques situées dans les plaines, mais aussi dans les grandes altitudes (eg., dans J. Orbata). Ceci peut être de grand intérêt de point de vue structural.

Interprétations : les linéaments

Dans le cas d'études géomorphologiques et structurales, la technique de l'estompage est fréquemment utilisée pour une meilleure visualisation de la morphologie du terrain : par exemple, la révélation de l'existence de linéaments morphologiques (eg., Deffontaines et al., 1994 ; Takashi et al., 2003 ; Levin et al., 2004).

Les linéaments sont des alignements plus ou moins rectilignes que l'on peut distinguer sur les images satellites, photographies aériennes et les modèles altimétriques numériques (Ollier, 1981, Panizza et al., 1987). Ces éléments linéaires peuvent représenter des alignements soit morphologiques naturelles soit anthropiques (routes, cultures, construction urbaine, etc.) (Ramsay et Huber, 1987).

Les alignements morphologiques peuvent être dus à des discontinuités structurales des roches ou à d'autres caractéristiques liées à l'activité tectonique se traduisant souvent par des linéaments morphologiques (escarpements de faille, axes des plis, etc.) (Ramsay & Huber, 1987 ; Jordan et al., 2005).

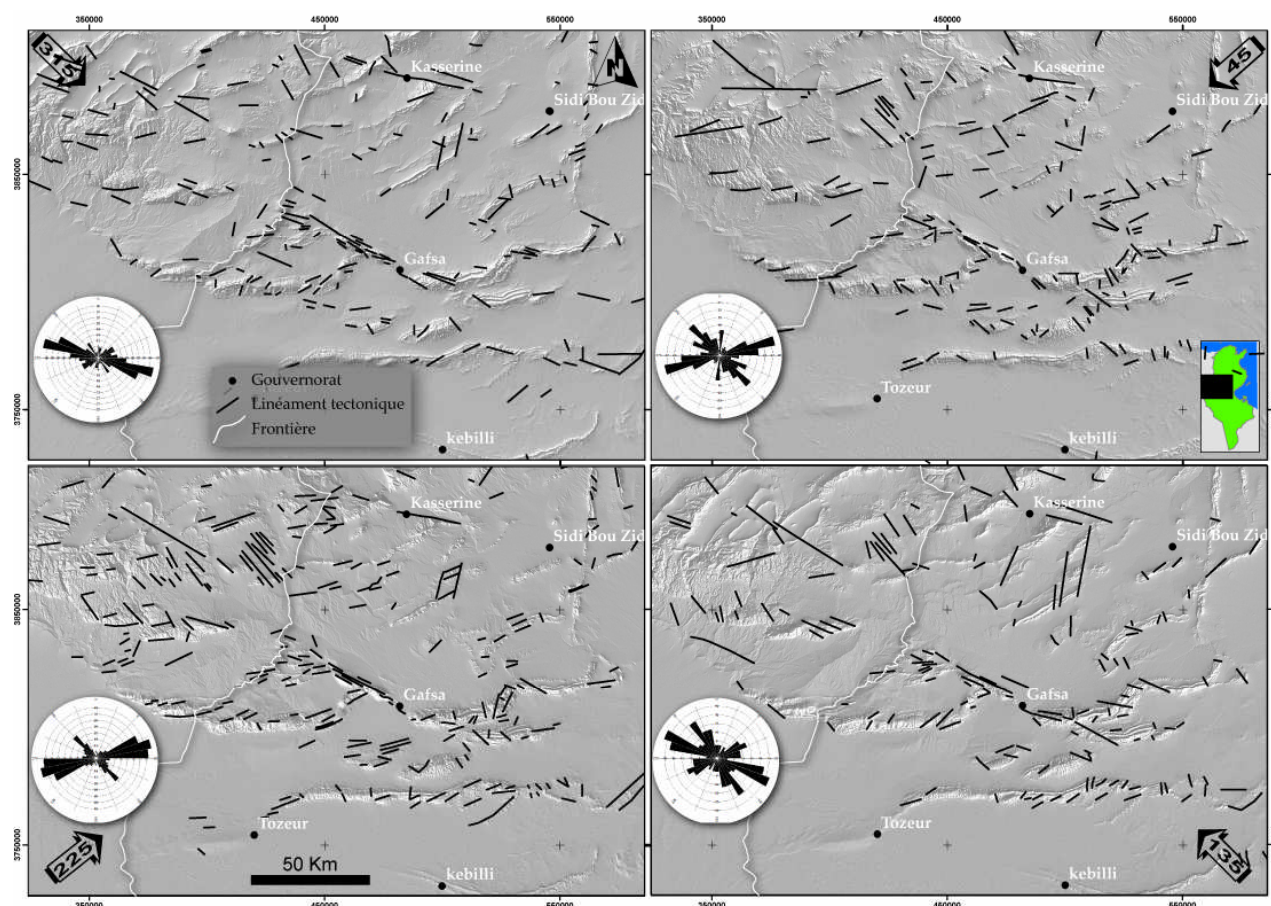


Figure 103: Cartes de relief obtenues par différents estompages (azimut 45°, 135°, 225° et 315°) montrant des linéaments morphologiques (tracés manuellement) et leurs rosaces relatives.

Dans d'autres cas, l'érosion, par le vent ou par d'autres facteurs climatiques, peut être aussi à l'origine d'apparition de linéaments (Jordan et al., 2005 ; Smith & Clark, 2005). La distinction entre les linéaments tectoniques et non tectoniques peut être réalisée grâce à l'analyse des données géologies, sismologique, hydrographiques, etc.

Dans cette partie, l'analyse de quatre cartes de reliefs engendrées par variation de l'azimut (45° , 135° , 225° et 315°) et à une même élévation égale à 45° , a fait "survir" des linéaments morphologiques représentés dans la Figure 103.

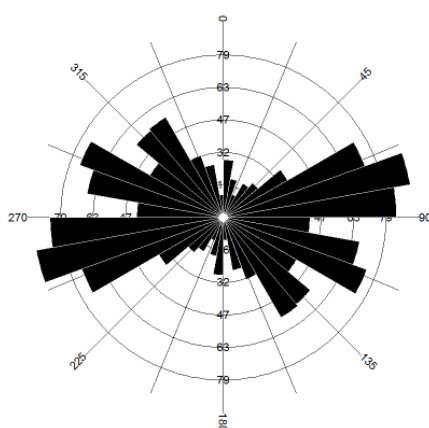


Figure 104: Rosace relative à l'ensemble des linéaments obtenus par les différents estompages de la Figure 103.

L'analyse de l'ensemble de ces linéaments (Figure 104) permet de distinguer deux directions majeurs : NW-SE et proche de E-W (N070 à N120). Cela peut traduire que la zone d'étude a subi deux régimes tectoniques qui ont favorisé la genèse de ces linéaments.

Certains accidents tectoniques de la zone d'étude, comme c'est le cas de la faille de Gafsa, sont bien mis en évidence sur les différentes images d'estompage (Figure 103).

II-3-f - Rugosité du relief.

Principe de base

La rugosité (*en anglais : Rugosity or Roughness*) (Hobson, 1972 ; Day, 1979) est un paramètre qui permet l'analyse de la sinuosité du relief. En effet, la rugosité représente un moyen d'étude de l'irrégularité du relief et de description du degré de dissection d'un paysage (Rosenau, 2004 ; Grohmann, 2004). D'après Taud & Parrot (2005), la rugosité ou la texture des Modèles Numériques de Terrain (MNT) est susceptible de fournir des informations relatives à la géologie régionale comme elle permet de mettre en évidence ou d'accentuer les divers traits géomorphologiques.

En effet, une variation brusque de l'une des dérivées de premier ordre de l'altitude, c'est-à-dire la pente ou l'orientation, se traduit par une rugosité élevée ; par contre, les faibles valeurs de rugosité sont attribuées aux terrains homogènes. Ainsi, cette méthode examine la

forme de relief et non pas l'altitude comme c'est le cas pour le produit hypsométrique (Grohmann & Campos Neto, 2002).

Pour quantifier ce paramètre, une variété de méthodes a été proposée dans la littérature. La plupart de ces méthodes sont exprimées à travers des indices dérivés des mesures de la pente. Cependant, Sappington et al. (2005) a pris le soin d'exposer, dans la Figure 105, le principe des trois méthodes les plus exploitées pour calculer la rugosité du relief :

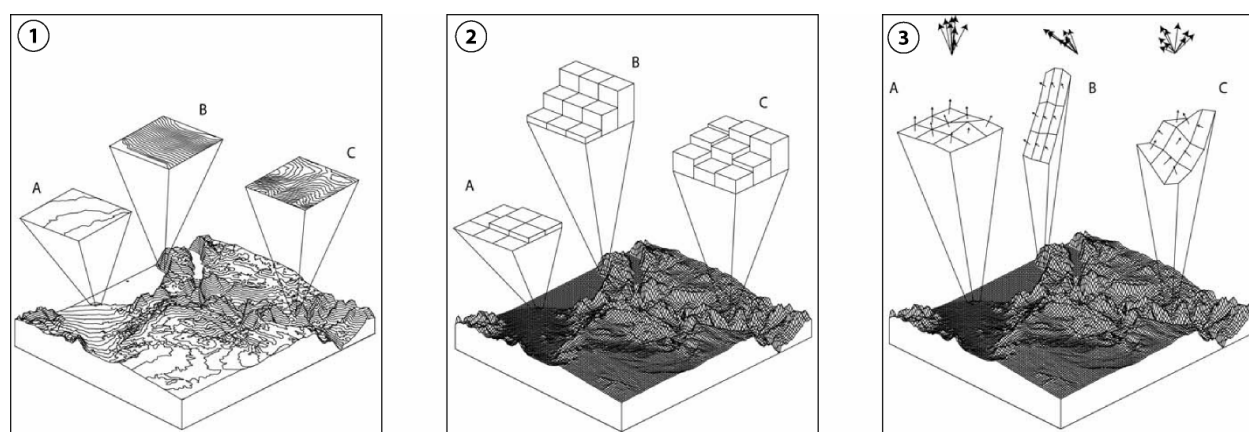


Figure 105: Représentations graphiques de trois méthodes (1, 2 et 3) utilisées pour calculer la rugosité du terrain (avec A, B et C sont trois zones du terrain) (Sappington et al., 2005).

① Cette méthode, élaborée par Beasom et al. (1983), utilise la densité (ou la longueur totale) des courbes de niveau dans une zone donnée comme un indice de rugosité du terrain (**LSRI** : Land Surface Ruggedness Index)

② La 2^{ème} méthode se base sur l'indice **TRI** (Terrain Ruggedness Index) et utilise la somme des variations d'altitude dans une zone (Riley et al., 1999), quantifiant ainsi la dénivelée totale dans une zone. Expérimentalement, Ce paramètre (ég. 14) est calculé grâce à l'écart type des valeurs d'altitude au sein de noyaux de cellules (Mazagol, 2006).

③ La 3^{ème} méthode, dont l'indice est nommé **VRM** (Vector Ruggedness Measure), permet de quantifier la rugosité d'un terrain en mesurant la dispersion des vecteurs orthogonaux à la surface du terrain (Hobson, 1972). Cet indice combine à la fois la pente et l'orientation du terrain offrant ainsi une meilleure représentation de l'hétérogénéité du relief.

$$Rugosité = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (z_i - \bar{z})^2} \quad \text{ég. 14}$$

Avec n est le nombre de cellules considérées dans la fenêtre, z_i l'altitude de la cellule i et \bar{z} la moyenne des altitudes des n cellules de la fenêtre.

D'autre part, d'après [Taud & Parrot \(2005\)](#), les relations entre les traits géomorphologiques et la rugosité de surface des Modèles Numériques de Terrain (MNT) peuvent être bien exprimées par l'intermédiaire de la notion de "la géométrie fractale" introduite et développée par [B. Mandelbrot](#) en 1982.

Rappelons toutefois qu'un objet fractal (de forme irrégulière), cas de la surface topographique, est trop complexe pour être décrit dans un espace cartésien. Ainsi, "la géométrie fractale" intervient pour décrire mathématiquement ces formes naturelles à travers la modélisation par ordinateur et en utilisant "la dimension fractale" qui est l'unité exploitée pour remplir l'espace. Parmi les différentes méthodes proposées pour cette modélisation, figure la technique du "comptage de boîtes" qui est largement utilisée.

L'application de cette technique sur deux zones tests choisies pour leurs différences lithologiques et tectoniques, a permis à [Taud & Parrot \(2005\)](#) de définir, dans la 1^{er} zone (Vittel, NE de la France), les limites des unités géologiques et d'extraire de fins traits structuraux soulignant ainsi la position de la faille de Vittel ; et dans la 2^{ème} zone (Mont Ararat, Turquie orientale), de distinguer les différentes classes des formations volcaniques.

[Grohmann \(2004\)](#) et [Jenness \(2004\)](#) proposent de mettre en valeur la rugosité du terrain en calculant le ratio (S_e/S_p) entre la surface effective (ou réelle) du terrain et la surface planimétrique (ou projetée). Par conséquent, pour le terrain plat ($S_e=S_p$), ce ratio (**surface-area**) sera égal à 1 ; par contre, une pente du terrain élevée induit une surface effective étendue ($S_e \gg S_p$), donc le ratio sera élevé.

Résultats et interprétations

Pour déterminer la rugosité de la zone d'étude, nous avons adopté la méthode "surface area" exposée par [Jenness \(2004\)](#). Cette méthode est matérialisée par l'extension nommée "DEM Surface Tools ©, Version 2.1.292" développée sous Visuel Basic et fonctionnant sous la plateforme d'ArcGIS desktop.

Les données topographiques exploitées dans ces analyses sont celles du SRTM. Les résultats sont illustrés par la *Figure 106*.

Le calcul de la rugosité du relief montre que les plus grandes valeurs se présentent dans la chaîne de Gafsa et précisément dans le flanc Sud de J. Orbata, le flanc SW de J. Ben Younes et J. Bou Ramli. Cette forte rugosité signale un fort potentiel érosif qui peut être un indicateur de la

jeunesse du relief, ceci peut être dû à l'activité tectonique. En revanche, et en dehors des zones des plaines qui se distinguent par leurs rugosités faibles ($S_e/S_p \approx 1$), certains reliefs présentent une rugosité variable comme c'est le cas observé dans la chaîne de Metlaoui. Ainsi, cet indice peut être considéré comme une méthode pour distinguer les milieux favorisant l'érosion de ceux favorisant la sédimentation (les plaines).

Mais dans certains cas, cet indice peut être exploité aussi pour suivre la répartition spatiale de quelques affleurements géologiques qui se distingue par une lithologie dure. Le cas le plus exprimé sur le terrain est celui de la barre des calcaires de la formation "Zebbag" qui occupe la crête de J. Orbata (⑩ dans la Figure 106) et qui détient la rugosité la plus élevée avec $S_e/S_p = 1.77$. Cette structure allongée et ininterrompue sur presque 15 Km de cette barre est un indice que cette partie du relief n'était pas tronquée par des accidents tectoniques cassants. Par contre, à l'ouest de cette structure, on observe nettement un "repliement" des couches géologiques (⑫ dans la Figure 106), à fort indice de rugosité, témoignant que cette partie a subi une déformation compressive élastique qui a abouti à cette figure structurale.

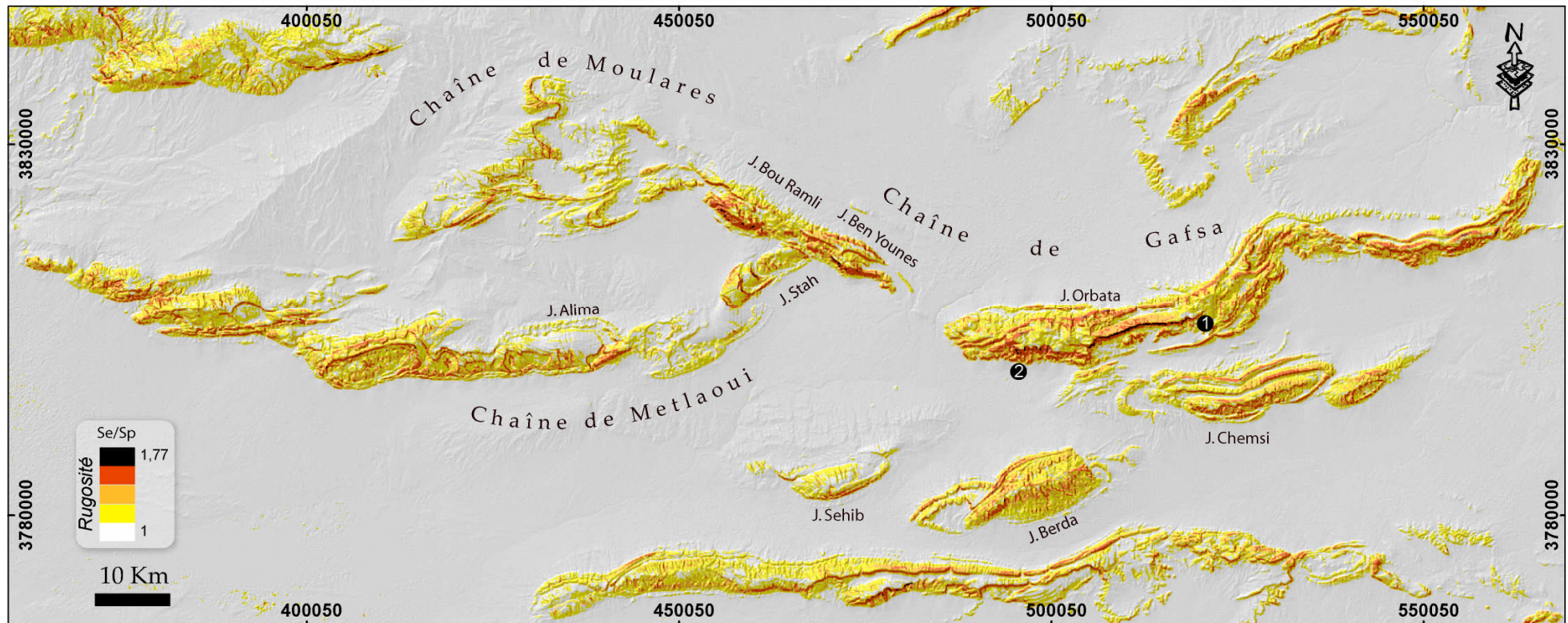
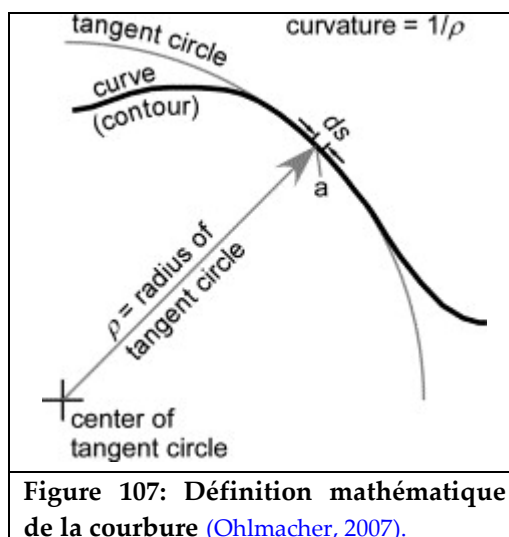


Figure 106: Rugosité de la zone d'étude calculée à partir du MNE SRTM en utilisant la méthode "surface area" exposée par Jenness (2004). Cet indice permet de distinguer les zones à fort potentiel érosif. S_e/S_p : ratio entre la surface effective du terrain et la surface planimétrique. Les significations de ① et ② sont exposées dans le corps du texte.

II-3-g - Les courbures du relief

Principe de base

La courbure est définie mathématiquement comme le changement de pente en un point (a) d'une courbe sur un petit segment (ds) de la courbe (Figure 107). La courbure est l'inverse du rayon (ρ) d'un cercle tangent à la courbe en ce segment (ds) (Ohlmacher, 2007).



La courbure de la surface est un élément caractéristique du type et de l'évolution de relief d'une zone. Cet indice est très sensible à la variation de l'altitude, par la suite, il est très efficace pour distinguer les différents entités constituant le paysage : eg., les talwegs, les crêtes, les fractures, etc. (Masson d'Autume, 1978 ; Dupéret & Deffontaines, 2004).

En effet, la courbure du relief est une fonction de variables liées à la morphologie, à la dynamique et à la lithologie (Angelier & Chen, 2002 ; Dupéret & Deffontaines, 2004). Elle peut traduire des effets tectoniques, sédimentaires ou climatiques sur le relief. Ce sont des dérivées de second ordre de l'altitude. Selon Evans (1979), Florinsky et al. (2002) et Mazagol (2006), Il est possible de calculer différents types de courbures du relief qui correspondent à la concavité ou à la convexité de la surface du terrain selon différents plans dont les plus utilisés sont : selon le plan horizontal définissant ainsi la "courbure horizontale" (C_h) (appelée aussi "Courbure tangentielle") et selon le plan vertical définissant la "courbure verticale" (C_v) (appelée aussi "courbure de profil") (Figure 108).

En détail, la courbure verticale (C_v) d'une surface (ds) en un point (C) correspond à la forme de l'intersection (la section $A'CB'$) entre le plan (P'), parallèle à l'axe Z , et la surface topographique (Figure 108). Et comme on l'a déjà signalé, ce paramètre est une dérivée de second ordre de l'équation de la surface (éq. 4) et son équation est définie par Evans (1979) par la relation suivante (éq. 15):

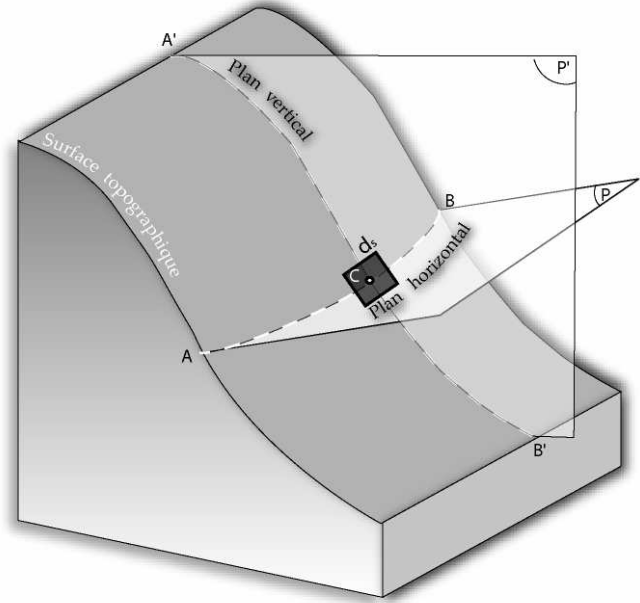


Figure 108: Les deux formes de courbure : verticale et horizontale.

$$C_v = \frac{-100(rp^2 + tq^2 + 2spq)}{(q^2 + p^2)(1 + p^2 + q^2)^{3/2}} \quad \text{éq. 15}$$

De même, la courbure horizontale (C_h) d'une surface (ds) en un point (C) correspond à la forme de l'intersection (la section ACB) entre le plan (P) horizontal et la surface topographique (Figure 108). Ce paramètre est aussi une dérivée de second ordre de l'équation de la surface et il est calculé à partir de l'équation éq. 16 (Evans, 1979).

$$C_h = \frac{-100(tp^2 + rq^2 + 2spq)}{(q^2 + p^2)^{3/2}} \quad \text{éq. 16}$$

Chacune de ces deux courbures peut se présenter sous trois formes : concave, plane ou convexe (Figure 109 et Figure 110).

Ainsi, la cartographie de ces paramètres (C_h et C_v) permet de distinguer les surfaces convexes qui sont représentées par les valeurs positives, les surfaces concaves représentées par des valeurs négatives et les surfaces planes indiquées par des valeurs nulles.

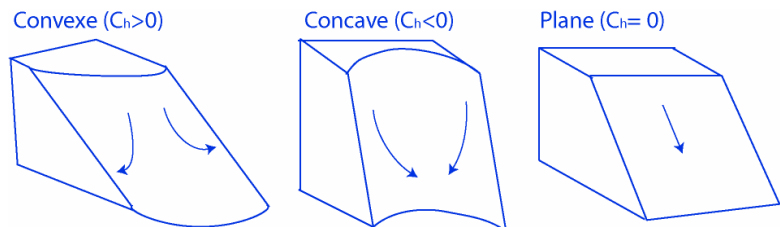


Figure 109: Classification simple des grandes formes du relief selon la Courbure horizontale (Florinsky, 2000).

Dans ce contexte, Dupéret & Deffontaines (2004) expriment que la courbure de la surface du sol joue un rôle dans l'accélération de la vitesse du transport de la matière puisqu'elle augmente dans les zones convexes et ralentisse dans les zones concaves, favorisant ainsi un milieu de dépôt de charge sédimentaire ou un milieu érosif.

Autrement dit, et selon les valeurs de (C_h) et (C_v), on peut distinguer trois régimes : si (C_h) et (C_v) sont toutes les deux positives, alors le terrain est soumis aux phénomènes de détachement et de mobilisation de la matière ; par contre si (C_h) et (C_v) sont toutes les deux négatives alors le terrain représente un siège d'accumulations ; finalement si (C_h) et (C_v) sont de signes opposés, le terrain indique une zone de transit de la matière (eau, sédiments). Par la suite le calcul de ces paramètres permet de subdiviser le terrain en trois zones : de dénudation, de transit et d'accumulation (eg., Haboudane et al., 2004).

Du point de vue morphostructural, Florinsky (2000) et Jordan et al. (2005) mentionnent que la courbure verticale matérialise la variation des pentes des reliefs et par conséquent elle peut mettre en valeur les ruptures de pentes dues essentiellement aux comportements différentiels des roches vis-à-vis de l'érosion ou des manifestations tectoniques. En effet, et d'après Slama (2008), l'analyse de la courbure permet d'identifier des alignements de ruptures de pentes dont certaines peuvent correspondre à des failles actives. Ainsi, une fréquence élevée de ces alignements peut signaler une tendance néotectonique de la structure.

Dans la littérature, et autre que la courbure verticale (en anglais "profil curvature") et horizontale (en anglais "Plan curvature"), il existe d'autres dérivés qui représentent la forme du relief : par exemple la courbure verticale maximale (Evans, 1979) qui décrit les lignes de crêtes et la courbure verticale minimale qui décrit les formes de vallées (Figure 110). Ces deux dernières mesures nécessitent une pente non nulle.

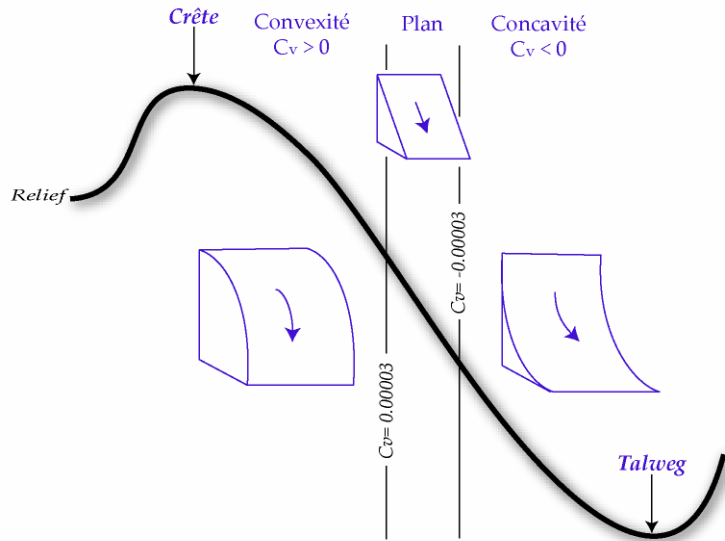


Figure 110: Classification simple des grandes formes du relief selon la courbure verticale (Compilée d'après Florinsky, 2000 ; Mazagol et al., 2006).

De son côté, Wood (1996) exprime aussi le grand intérêt que représente le calcul de la courbure transversale et celle longitudinale pour les analyses géomorphologiques.

Résultats et interprétations

Dans la zone d'étude, l'ensemble de ces indices a été calculé à partir du MNE SRTM, en employant le module "Topographic Modeling" sous le logiciel "Envi 4.5". Une série de tests a été effectuée pour choisir la taille du noyau (ou fenêtre) d'analyse. De ce fait, et en fonction du degré des détails morphologiques illustrés pour chaque taille de noyau, nous avons choisie un noyau de 9/9 pixels (un noyau plus large peut dissimuler quelque détails).

Dans ce paragraphe, et parmi toutes les courbures calculées et cartographiées (les courbures verticale et horizontale ainsi que les courbures minimales, maximales, moyennes, longitudinales et transversales), nous analysons seulement celles qui sont considérées très bénéfiques à l'étude de notre cas, c'est-à-dire ceux qui peuvent le mieux refléter la dynamique de surface liée aux processus morphologiques et tectoniques agissant sur le terrain étudié.

Concernant la courbure maximale, les valeurs de la courbure sont comprises entre -0.22 et 0.29 pour l'ensemble de la zone d'étude (Figure 111). Les pixels ayant des valeurs positives correspondent à des zones convexes (eg., le long des crêtes), par contre les zones concaves sont indiquées par des valeurs négatives (eg., les talwegs). L'analyse de ce paramètre permet de dégager plusieurs remarques, dont les plus exprimées sur le terrain, seront discutées ci-dessous par secteurs (Figure 111- a, b, c, d, e, f):

- Figure 111- a : la chaîne de Moulares montre une forte convexité dans ses terminaisons (numérotées de 1 à 4).
- Figure 111- b : l'analyse de la courbure maximale de J. Bou Ramli et J. Ben Younes permet de tracer des alignements de ruptures de pentes. Certains de ces linéaments, qui sont de type morphostructural, peuvent correspondre à des failles actives. Plus à l'Ouest, plus exactement sur J. Stah, trois arcs morphologiques (numérotées de 1 à 3) marquent l'extrémité sud-ouest de la structure.

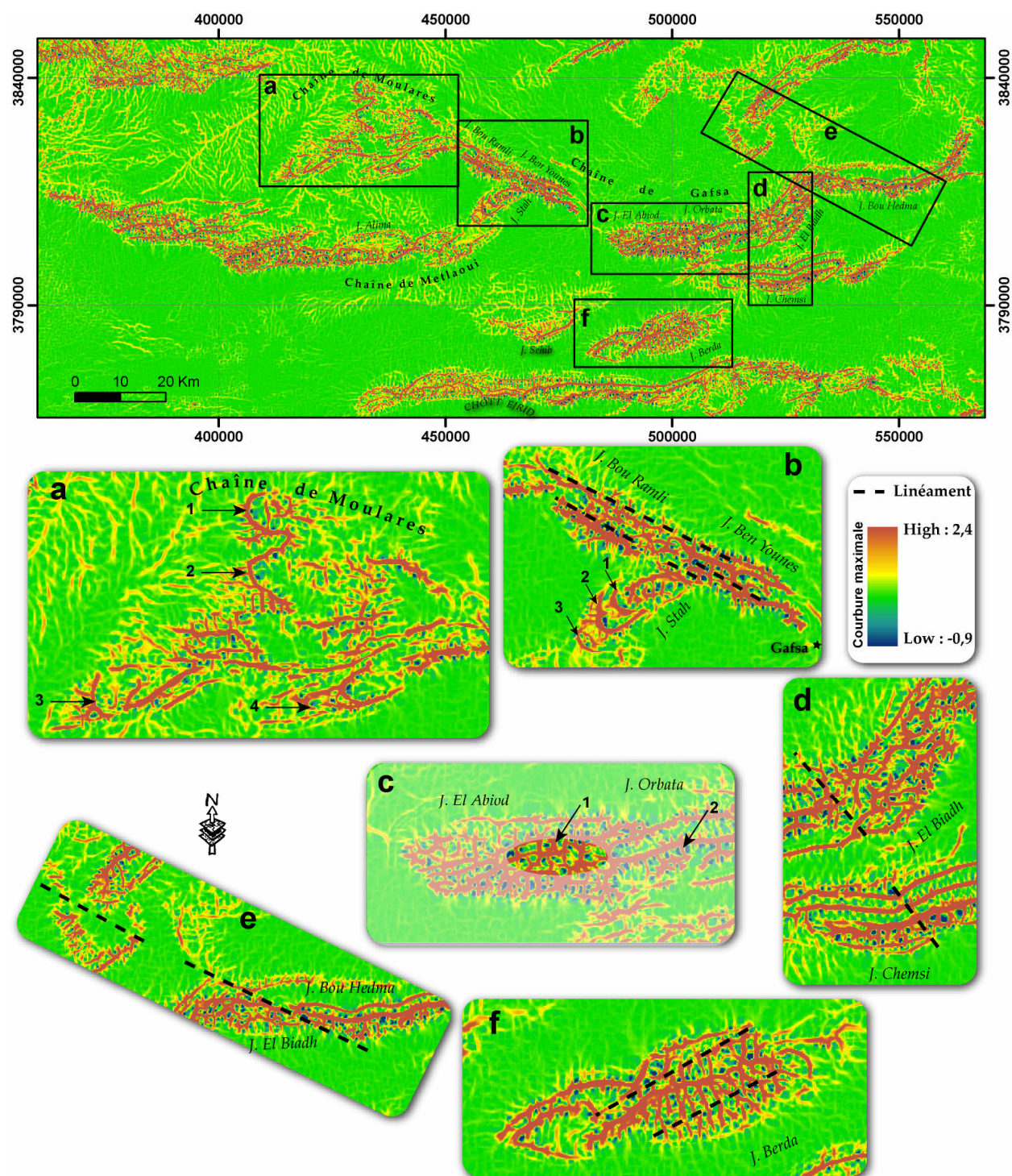


Figure 111: Cartographie des courbures maximales (évaluées par noyaux de 9 cellules par 9) de la zone d'étude (a, b, c, d, e, f : secteurs d'intérêt morphologique).

- Figure 111- c : ce secteur présente deux signatures morphologiques intéressantes : ① situé au J. Orbata, une partie du terrain se distingue par un désordre remarquable et une multi-direction des lignes de courbure maximale, délimitant ainsi "une zone de perturbation" (pointée par N°1). Dans ce cas, l'hypothèse d'un jeu des failles peut être mise en cause de cette situation. De plus, et vu l'existence de quelques pointements

Triasiques dans cette région. Cette manifestation tectonique peut être aussi accompagnée par la remontée des matériaux Triasiques accentuant ainsi la perturbation du relief (comme c'est le cas signalé par [Slama \(2008\)](#)) ② Par contre, et avec une courbure égale à 2.4 (la plus élevée dans tout l'Atlas méridional de la Tunisie) et avec une convexité contenue et uniforme, la barre, pointée par N°2, peut être considérée comme un témoin de la stabilité tectonique dans cette partie.

- *Figure 111- d* : situé à J. El Biadh de la chaîne de Gafsa, ce linéament, de direction NW-SE, ressemble à une limite morphologique entre un "désordre" qui envahi le compartiment NE (à droite) et un bon agencement des structures du compartiment SW (à gauche). Dans le même secteur, un autre linéament, de même direction que le premier, forme un axe de rotation de la structure de J. Chemsî.
- *Figure 111- e* : ce linéament représente une ligne d'inflexion de la chaîne de Gafsa. Il correspond à la faille d'El Meïch déjà mentionnée par [Zargouni \(1985\)](#). Il s'agit d'un accident décrochant dextre qui tronque l'extrémité occidentale de la méga structure anticlinale de Bou Hedma et l'extrémité orientale de J. El Biadh.
- *Figure 111- f* : sur les flancs sud et nord de J. Berda, se distingue deux linéaments marqués par des ruptures de courbures et se prolongeant parallèlement à la ligne de crête de la structure. Mais signalons toutefois, et contrairement à la majorité des reliefs de la zone d'étude, que la squelette de J. Berda reste bien structurée et très peu touchée par les accidents tectoniques: un axe bien distingué avec des lignes de maximum de courbure bien centrifuges et rayonnées de part et d'autre de l'axe du pli. Ceci peut traduire la stabilité morphologique de ce relief. En revenant sur la cartographie géologique à l'échelle du 1/100 000^{ème}, on s'aperçoit que ces deux linéaments expriment la variation lithologique entre les barres calcaro-dolomitiques de la formation "Gattar" d'âge Turonien basal-Cénomanién supérieur et les Argiles et les évaporites de la formation "Beidha" d'âge Turonien pp.

D'autre part, la cartographie de la courbure verticale (*Figure 112*) a permis de mettre en valeur, non seulement les traits structuraux déjà exposés dans le paragraphe précédent et qui sont plus au moins visualisés dans cette carte, mais aussi deux autres linéaments:

- *Figure 112-a* : au sud de la chaîne de Moulares, la courbure verticale met en évidence une rupture de la structure qui peut être interprétée comme un mouvement décrochant dextre entraînant la fracturation des couches et le déplacement d'un compartiment ;

- Figure 112-b : s'étend de J. Chemsî en passant par la structure de J. Orbata

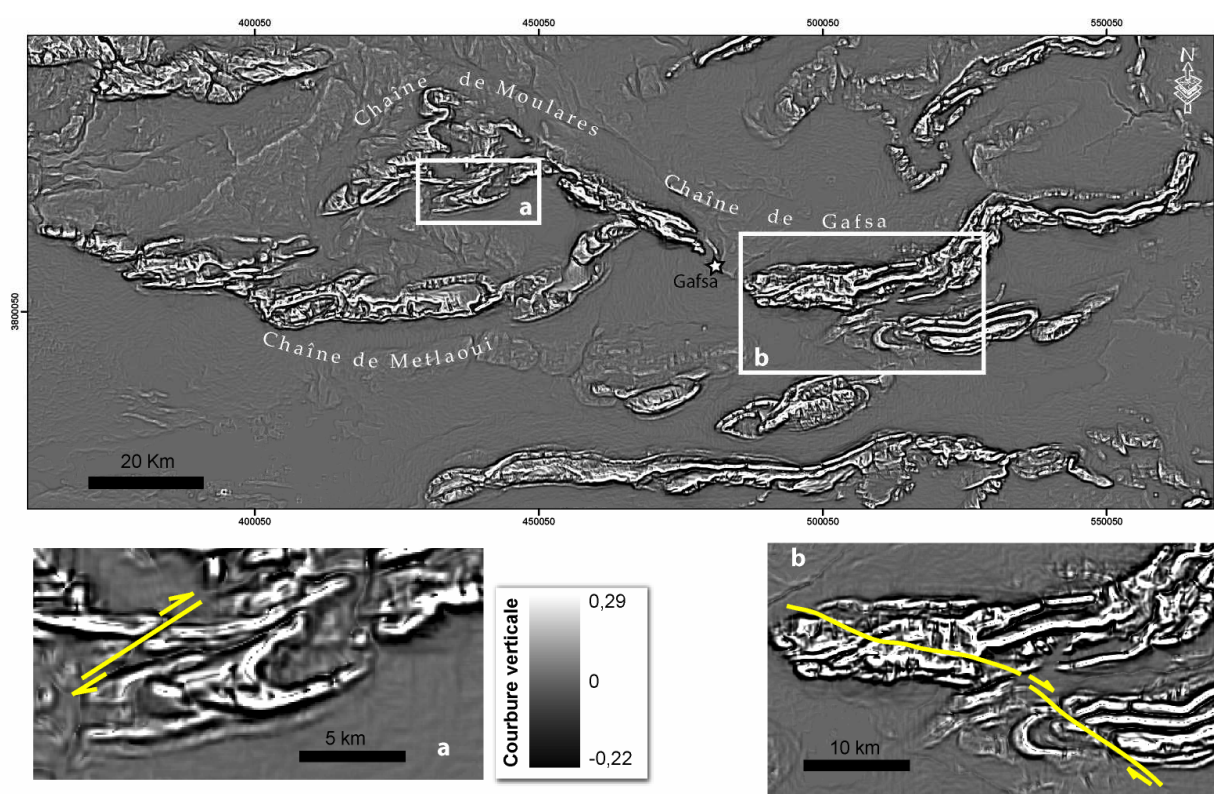


Figure 112: Cartographie des courbures verticale (évaluées par noyaux de 9 cellules par 9) de la zone d'étude (a, b: secteurs d'intérêt morphologique et tectonique).

II-3-h - Surface enveloppe des sommets et enveloppe de base et leurs produits dérivés

Principe de base

La surface enveloppe des sommets, en anglais "*summit level map*", est une carte représentant les maxima topographiques, considérée comme étant une surface primitive.

L'analyse des surfaces enveloppes des sommets est basée sur la carte des courbes d'isovaleurs des points hauts recensés sur les cartes topographiques. Trois types de points hauts peuvent être retenus : les points relativement hauts, les points ceinturés et les points hauts sur la surface horizontale (Pannekoek, 1967 ; Prud'Homme, 1972 ; Deffontaines, 1990).

La surface fictive, obtenue par interpolation de l'ensemble de ces points, ne tient pas compte du creusement hydrographique. De l'analyse de cette surface se dégagent les ensembles homogènes ainsi que les discontinuités.

Cette approche est fréquemment utilisée dans les études morphologiques pour la quantification de l'érosion et de l'évolution de la surface topographique, comme elle peut être exploitée pour révéler l'existence d'anomalies morphologiques (Deffontaines, 1990 ; Kühni & Pfiffner, 2001 ; Dridri & Fedan, 2001 ; Slama, 2008). Cette méthode permet, d'ailleurs, de mettre en évidence des

zones de grands décrochements, les grabens qui se manifestent par des zones basses et des zones soulevées de type horst (Affian, 1986).

À l'opposé de la surface enveloppe des sommets, la surface enveloppe de base (en anglais "base level map" ou "subenvelop"), dont le concept a été introduit par Powell J.W. en 1875, est générée par interpolation des altitudes relatives aux points les plus bas dans une région (Dury, 1951 ; Filosofov, 1960 ; Pannekoek, 1967 ; Keller & Pinter, 2001). Ces points sont représentés, dans la plupart des cas, par le réseau hydrographique. Ce type de surface est fréquemment utilisée pour étudier les paléo-surfaces et la morphotectonique (Deffontaines et al., 2004 ; Jordan, 2007).

Méthodologie, résultats :

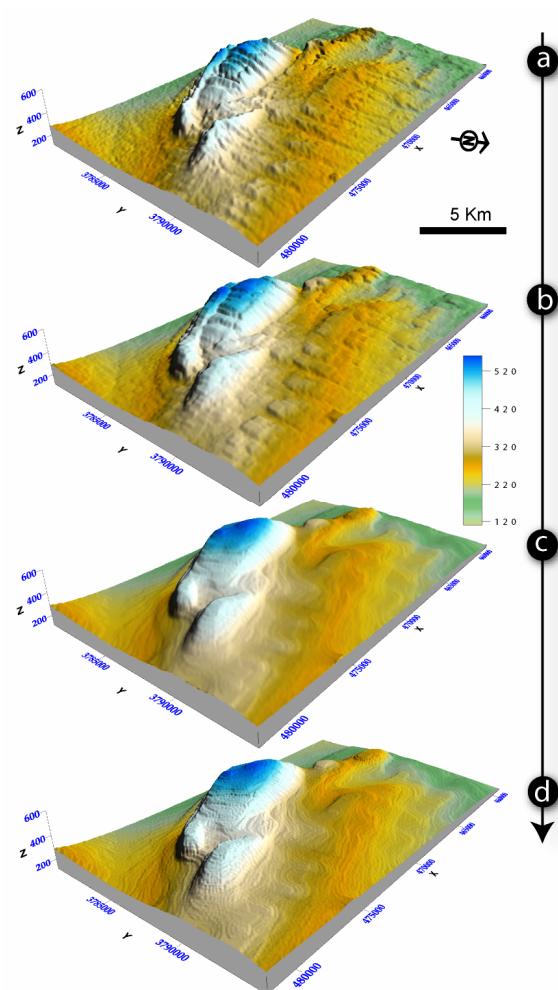


Figure 113 : Étapes de génération d'une surface enveloppe des sommets (J. Sehib): a- MNT sujet de l'analyse ; b- MNT résultant de l'application d'un filtre maximum altimétrique ; c- filtrage Médiane ; d- Surface enveloppe des sommets calculée par lissage matriciel.


L'analyse de la surface enveloppe des sommets peut être abordée en utilisant différentes méthodologies (Pannekoek, 1967 ; Deffontaines, 1985 ; Deffontaines et al., 1992 ; Alouane, 1997 ; Carvalho, 1995 ; Dridri & Fedan, 2001 ; Font et al., 2002). Certaines se basent sur les courbes de niveau comme une donnée de source d'autre sur le MNT. Mais la méthode qui reste couramment utilisée est celle qui est exposée par Affian (1986): Grâce à un maillage de la zone d'étude, on recense tous les points hauts qu'on reporte au centre des différentes mailles unitaires. Cela sera suivi par le traçage des courbes d'isovaleurs (lieux géométriques des points d'égale valeur qui ne sont ni plus ni moins que les tangentes aux sommets de différentes crêtes de la carte).

Dans cette étude, nous avons adopté la méthode développée par Slama (2008) qui propose d'appliquer à la surface topographique successivement trois types de filtrages matriciels (Figure 113): ① maximum altimétrique

(avec une fenêtre matricielle mouvante FMM = 5×5 pixel) pour amplifier l'influence des points

sommitaux et les plus élevés ; ② Filtrage Médiane (avec une FMM = 13×13 pixel) pour la génération altimétrique et élimination des zones de faiblesses topographiques ; ③ Lissage Matriciel (FMM= 10×10 pixel) pour le lissage altimétrique et élimination des irrégularités topographiques. Le logiciel utilisé dans cette partie est "Surfer 8 ®" (ANNEXE 2) et le produit est illustré dans la (Figure 115-b).

Dans ce cas, le filtre avait pour rôle de lisser les formes du relief du MNT en remplaçant systématiquement l'altitude du pixel par la moyenne cumulative pondérée des altitudes des pixels voisins (8 pixels dans le cas d'un filtre de 3×3) (Benmouffok, 1993). Rappelons toutefois que la technique de filtrage est largement exploitée dans le domaine de la géomorphométrie pour mettre en valeurs les détails morphologiques du relief et pour calculer certains indices morphométriques (Tholath & Radhakrishnan, 1999 ; Lingadurai & Shunmugam, 2005).

 La surface enveloppe des sommets sera exploitée par la suite pour l'extraction semi automatique des anomalies de drainage (paragraphe III-3-b -).

Dans notre cas d'étude, la procédure du calcul de la surface enveloppe de base peut être décrite comme suit (Figure 114): conversion du réseau hydrographique de type linéaire vers le type ponctuel. Cette couche est drapée sur le MNT, ce qui permet, grâce aux fonctionnalités du SIG, d'extraire pour chaque point son altitude. Ces dernières sont interpolées par l'algorithme "Krigage Ordinaire" pour parvenir à la surface enveloppe de base (Figure 115-c).

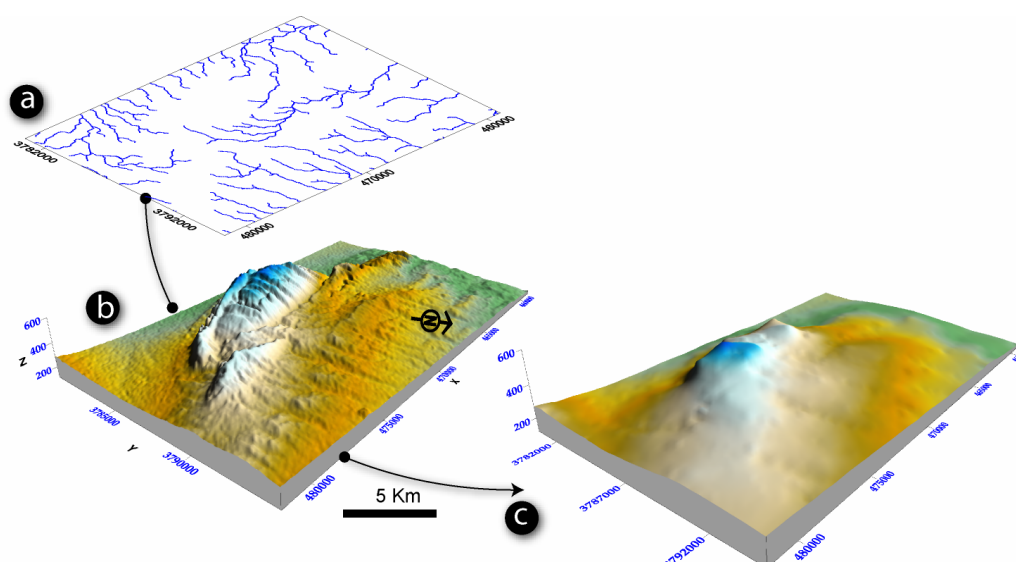


Figure 114: Procédure du calcul de la surface enveloppe de base : a - réseau hydrographique ; b- extraction des altitudes relatives aux points du réseau hydrographique à partir du MNT ; c- interpolation des points du réseau hydrographique et calcul de la surface enveloppe de base.

Pour pouvoir exploiter ces produits, enveloppe et sous enveloppe, dans les analyses spatiales (géotraitement), ils sont ré-échantillonnées avec le même pas que le MNT d'origine soit (90×90m).

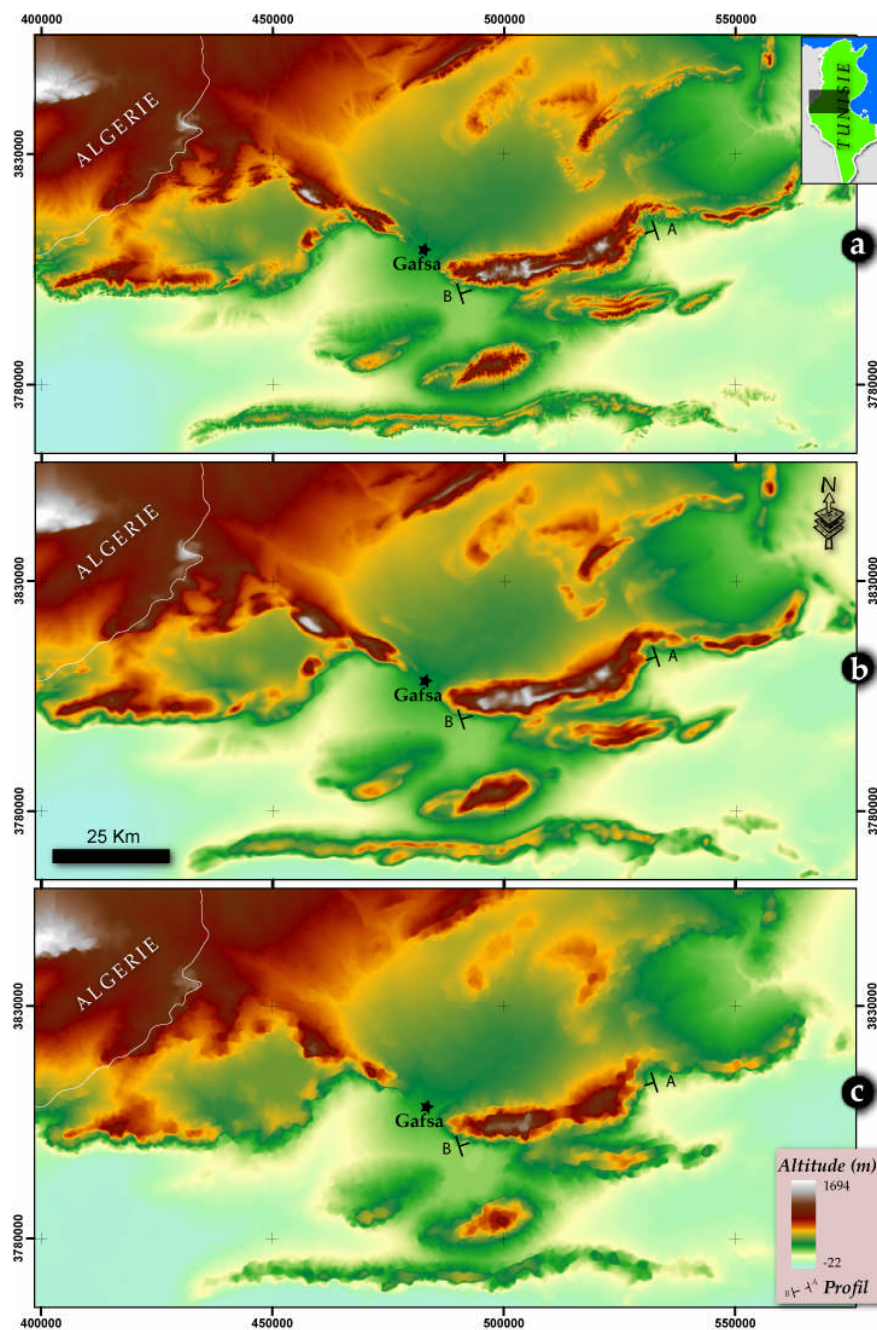


Figure 115: Surfaces produites sur la zone d'étude : a- MNT ; b- surface enveloppe des sommets ; c- Surface enveloppe de base.

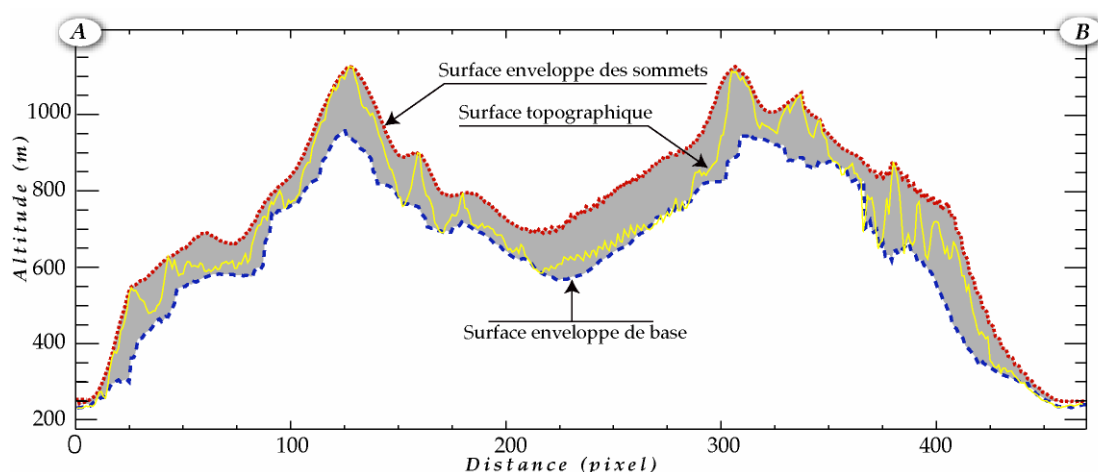


Figure 116: Profils (A-B) extraits à partir des trois surfaces de la Figure 115 : la surface topographique, la surface enveloppe des sommets et la surface enveloppe de base.

La représentation d'un profil montre bien que le relief du terrain est emboîté entre la surface enveloppe des sommets et la surface enveloppe de base (Figure 116).

À partir de ces deux surfaces (Figure 115), deux produits peuvent être engendrés et qui présentent une grande importance dans les études morphologiques : surface d'incision et topographie résiduelle :

Topographie résiduelle :

Ce paramètre est classé parmi les indicateurs les plus significatifs pour l'étude de l'érosion du relief. Il exprime les résultats de la compétition entre l'érosion et la tectonique à travers l'évaluation de la différence (par une opération de soustraction) entre la topographie maximale non érodée (la surface enveloppe des sommets) et la surface de base ou du fond des vallées (la surface enveloppe de base) (Deffontaines, 1985, 1990 ; Molin et al., 2004).

Dans leur livre, *Tectonic Geomorphology*, Burbank & Anderson (2001) ont discuté l'ensemble des paramètres et indices géomorphologiques qui sont de grande utilité pour les analyses tectoniques. Parmi ces paramètres, figure la topographie résiduelle qui permet de dresser des modèles tectoniques pour les zones d'études et de décrire le stade d'évolution du relief.

Cette approche a été discutée également par Molin et al. (2004), sauf que ces derniers auteurs ont mentionné que, dans les zones tectoniquement actives, la topographie résiduelle élevée peut révéler l'empreinte tectonique sur le paysage, mais elle peut traduire aussi l'effet lithologique des roches sur le potentiel érosif du terrain.

Surface d'incision :

La distribution et la magnitude de l'incision régionale du relief est calculée en soustrayant les deux surfaces de l'enveloppe et du MNT (Deffontaines, 1985, 1990 ; McMillan et al., 2006 ;

Gani et al., 2007). Les valeurs positives représentent les zones d'érosion, par contre la valeur zéro indique les surfaces qui n'ont pas subi d'érosion. L'évaluation du volume compris entre la surface topographique et la surface enveloppe des sommets permet d'estimer la distribution des volumes érodés, permettant ainsi de démontrer l'histoire d'incision et de dissection des reliefs (Font et al., 2002 ; Gani et al., 2007).

Discussions : Interprétation tectonique et structurale de la topographie résiduelle

Parmi ces deux surfaces, résiduelle et d'incision, nous avons choisi d'interpréter la première surface vu qu'elle représente mieux la situation tectonique et structurale du terrain.

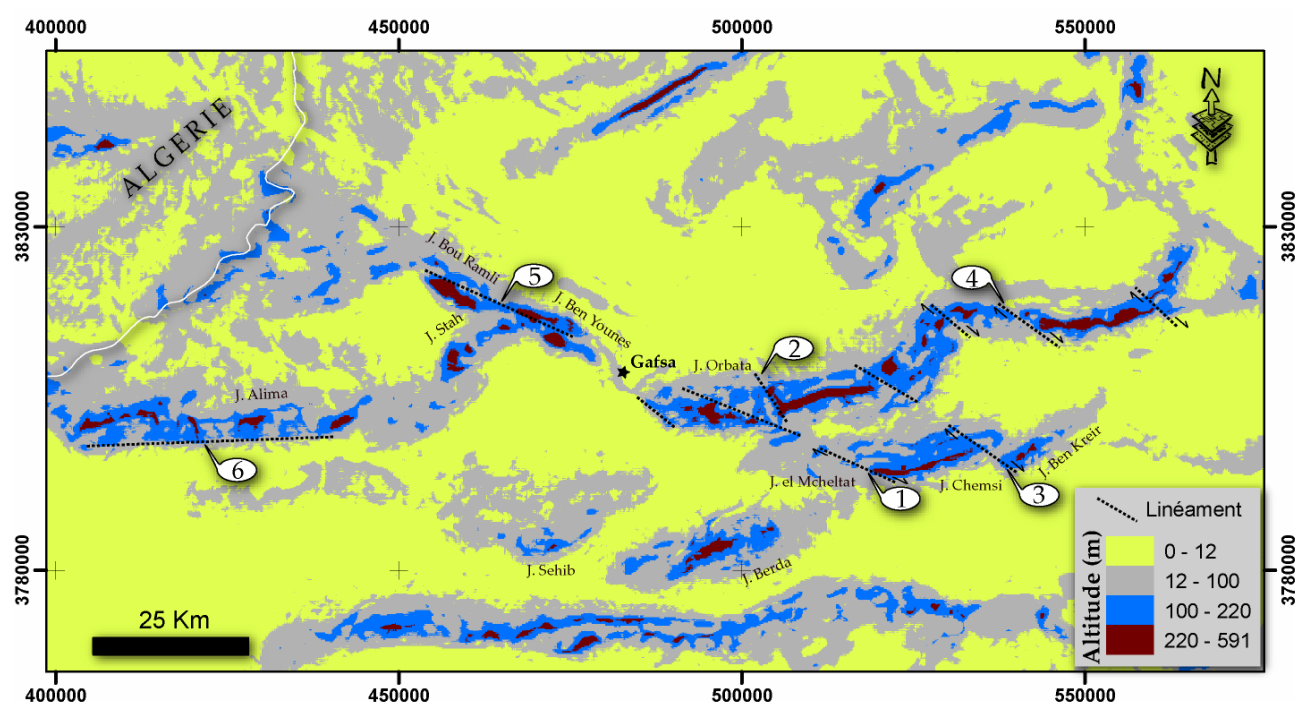


Figure 117: Topographie résiduelle de la zone d'étude (les numéros des linéaments sont discutés dans le corps du texte).

La représentation de la topographie résiduelle de la zone d'étude nous permet d'identifier les plaines, caractérisées par un gradient résiduel faible, et de distinguer, au moins, six "linéaments anomaliques résiduelles" localisés dans les grandes altitudes. Chaque linéament se présente comme un alignement des zones qui ont des taux résiduels équivalents. Cela peut être interprété par le fait que ces zones ont été touchées par le même mécanisme et sous l'influence du même phénomène.

Chaque linéament doit, donc, être analysé et discuté à part (Figure 117):

- le linéament N°1 (L1), orienté NW-SE, se défile par des zones à hauts taux résiduels (220-591 m). Il est marqué par une virgation dans J. Chems et marque la limite

structurale entre "J. chemsi" et "J. el Mcheltat" qui est doté d'un faible taux résiduel. Ce linéament peut traduire un décrochement dextre.

- le linéament N°2 (L2) chevronne J. Orbata du flanc sud au flanc nord suivant une direction NNW-SSE. Il est matérialisé par la présence d'une zone à un taux résiduel élevé perpendiculaire à l'axe du massif. Ceci est dû principalement à la présence des barres de calcaires et de dolomites de la formation "Zebbag" d'âge Cénomanién-Turonien.
- le linéament N°3 (L3) : situé sur "J. Chemsî", il est exprimé par un décalage de taux résiduels qui peut être l'empreinte lithologiques des roches qui ont subi le déplacement suite à un accident tectonique. Ce linéament peut être prolongé au sud jusqu'à "J. Ben Kreir".
- le linéament N°4 (L4) : il constitue une limite entre une altitude résiduelle considérable (≈ 350 m) dans sa partie est contre une altitude résiduelle moyenne (≈ 150 m) dans sa partie ouest. Il correspond à la faille de "Meich" qui a joué comme un accident décrochant dextre. Il est délimité, de part et d'autre, par deux linéaments qui marquent la flexure du relief.
- le linéament N°5 (L5) : il se prolonge le long de J. Ben younes et J. Bou Ramli. L'alignement des valeurs résiduelles élevées dans ces deux structures peut être l'empreinte du passage de la faille de Gafsa.
- le linéament N°6 (L6) : il est situé au sud de la chaîne de Metlaoui. Ce linéament E-W marque un passage quasi-linéaire d'un taux résiduel moyen à faible. Ceci peut être la signature d'une faille mise en évidence par [Dlala & Hfaiedh \(1993\)](#) et interprétée comme un accident décrochant dextre.

La disposition parallèle des linéaments L1, L3, L4 et L5 ainsi que leurs organisations suivant une direction NW-SE, peut être interprétée par le fait que ces linéaments dérivent d'une même phase tectonique et sous le même type et direction de contrainte.

III - Analyse morphologique à partir du réseau hydrographique :

L'analyse morphométrique du réseau de drainage peut s'avérer d'une grande importance dans des études structurales et tectoniques ([Prud'homme, 1972](#)). Cela se base essentiellement sur l'hypothèse qu'un événement tectonique peut laisser une empreinte sur le réseau hydrographe et peut réorganiser certaines composantes de ce dernier. En particulier,

l'analyse du réseau de drainage peut fournir des indicateurs d'activité de failles et peut aider à la modélisation de leurs évolutions (Leeder & Jackson, 1993 ; Jackson & Leeder, 1994).

Aussi, ces analyses peuvent montrer une grande fidélité du réseau hydrographique à la structure profonde de terrain comme c'est le cas traité par Collina-Girard & Griboulard (1990) sur le plateau de Valensol (Alpes de Hautes Provence) qui a permis l'établissement des corrélations intéressantes entre la surface et la sub-surface.

III-1 - Généralités : Types et classifications du réseau hydrographique

La forme du réseau hydrographique est très sensible à la variation de la morphologie du terrain.

Mais à part la morphologie du terrain, plusieurs facteurs peuvent aussi influencer la forme du réseau hydrographique : la lithologie des terrains traversés, la structure géologique, la tectonique, la pente régionale, la succession des cycles érosifs, les caractéristiques hydrologiques des cours d'eau (le débit, la charge sédimentaire...).

Pour l'analyse du réseau hydrographique, plusieurs hiérarchisations ont été utilisées par les auteurs (Gravelius, 1914 ; Horton, 1945 ; Strahler, 1952 ; Rhzanitsyn, 1960 ; Scheiddegger, 1965 ; Shreve, 1967).

La Figure 118 représente le principe de l'hiérarchisation utilisée par Strahler (1952).

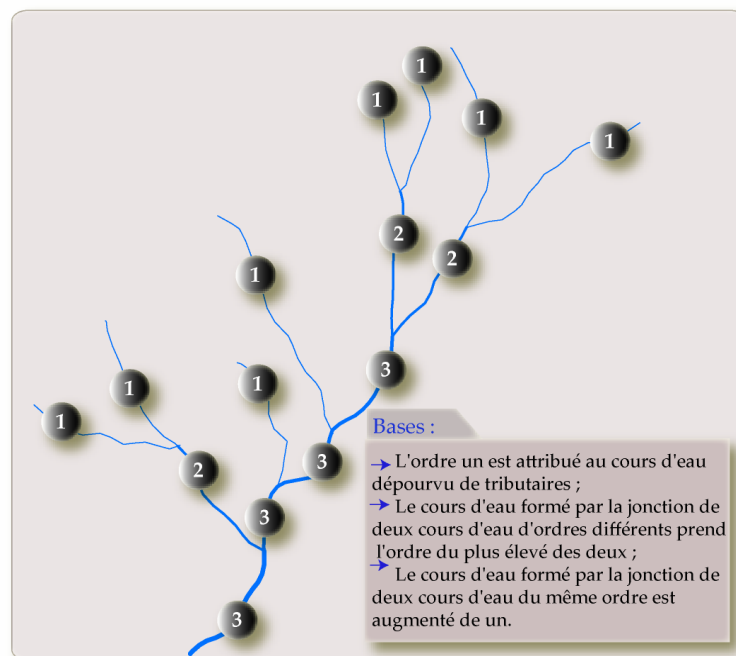


Figure 118: Ordre des cours d'eau (Classification de Strahler, 1952).

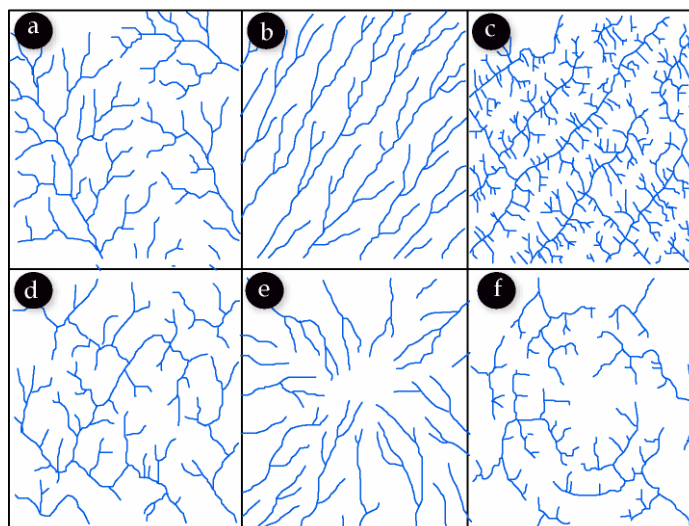


Figure 119: Analyse structurale des réseaux hydrographiques:
a- Dendritique ; **b-** Parallèle ; **c-** Treillis ; **d-** Rectangulaire ; **e-** Radia ;
f- Annulaire (d'après la classification de Howard, 1967).

Tableau 22: Description des principaux réseaux hydrographiques.

Code (Figure 119) et description
a- <u>Dendritique</u> : Ensemble de cours d'eau ramifiés comme les branches d'un arbre (arborescence). C'est le réseau de base le plus fréquent dans un milieu homogène (érosion uniforme), isotrope et horizontal ; une pente régionale faible devait exister au moment de l'installation du drainage.
b- <u>Parallèle</u> : Ensemble de cours d'eau parallèles et rectilignes sur des surfaces rocheuses ou de dépôts meubles imperméables uniformes et homogènes à pente régionale constante dans un même sens. Ce type indique généralement une pente moyenne à forte, mais peut également se développer dans les régions à structure topographique allongée et parallèle.
c-d- <u>Angulaire</u> : Ensemble de cours d'eau arborescents. C'est le réseau le plus fréquent en milieu rocheux fracturé. Suivant l'angle entre les drains, qui dépend de l'angle de fracturation, ce type de réseau peut être classé en deux types : si les angles sont droits, il est nommé Rectangulaire (d), sinon il est nommé Treillis (c).
e- <u>Radial</u> : Ensemble de cours d'eau divergents à partir d'un point central. C'est le réseau le plus fréquent sur les montagnes de forme circulaire ou conique ou sur les volcans
f- <u>Annulaire</u> : Ensemble de cours d'eau disposés en "anneaux", souvent avec de nombreux cours d'eau secondaires perpendiculaires de faible longueur. C'est le réseau le plus fréquent dans les structures géologiques en dôme où des roches de différentes résistances à l'érosion forment des anneaux concentriques.

Plusieurs méthodes sont adoptées pour la génération du réseau hydrographique dont les plus fréquemment utilisées sont :

- Digitalisation à partir d'une carte raster ;
- Extraction à partir d'une image satellitaire ;
- Extraction automatique à partir de MNT.

III-2 - Génération du réseau hydrographique de la zone d'étude

Deux méthodes sont testées dans ce paragraphe pour la génération du réseau hydrographique: extraction automatique à partir du MNE et vectorisation manuelle du réseau.



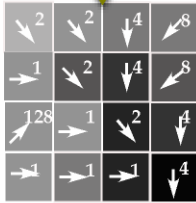

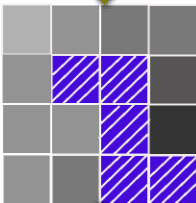
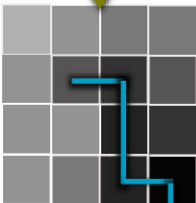
III-2-a - Principe de l'extraction automatique de réseau hydrographique

Plusieurs facteurs (climat, propriétés physiques du terrain, végétation, géologie, topographie, etc.) interagissent entre eux pour définir les propriétés d'un réseau hydrographique (forme, densité, etc.).

Mais, lors de l'automatisation de l'extraction du réseau hydrographique à partir du MNT, on suppose que seule la topographie intervient. Par la suite, elle sera la seule information prise en considération lors de nos traitements (*Tableau 23*). Donc, la qualité de l'extraction du réseau dépend de la qualité propre du MNT, de la topographie de la zone d'étude (l'extraction de réseau hydrographique est plus délicate dans les zones planes) et des algorithmes utilisés ([Payraudeau, 2002](#)).

Dans cette étude, on a fait appel à un algorithme dénommé D8 ([Jenson et Domingue, 1988](#)) puisqu'il admet que l'écoulement ne se fait que suivant huit directions séparées par 45° (*Tableau 23, étape 3*). Cela peut être considéré comme une limite de l'algorithme vu que l'information extraite ne tient pas compte des directions intermédiaires. Pour résoudre cette ambiguïté, [Charleux-Demargne \(2001\)](#) a proposé d'appliquer au MNT 90 rotations successives de 1 degré, et extraire pour chaque MNT le réseau hydrographique relative. L'addition de tous les réseaux permettra de calculer, pour chaque Pixel, sa probabilité d'appartenir au réseau.

Tableau 23: Etapes d'extraction automatique (D8) d'un réseau de drainage à partir du MNT.

Etapes	schéma	Description
1 : MNT		Dans un MNT, chaque cellule, ou Pixel, contient une valeur d'altitude.
2 : Comblement des points bas		Le MNT brut présente classiquement des points bas qui bloquent l'écoulement virtuel de l'eau. Ces zones sont, dans la plupart des cas, dues à des erreurs lors de l'interpolation des données du MNT. Pour palier à ce problème, on procède à un comblement de ces points bas en se basant sur les valeurs des pixels de voisinage.
3 : Direction d'écoulement		Calcul de la direction d'écoulement à partir des altitudes du MNT.
4 : Cumulation d'écoulement		Calcul de l'accumulation d'eau pour chaque cellule en fonction du sens d'écoulement.
5 : Réseau de drainage		Fixation d'un seuil à partir duquel on considère qu'il y a émergence d'un réseau hydrographique. Dans ce cas, surface drainée > 3
6 : Vectorisation du réseau de drainage		Le produit final sera une couche vectorielle. Dans cette couche on peut intégrer automatiquement l'information liée à l'ordre des cours d'eau.

III-2-b - Choix de la méthode :

Plusieurs auteurs (O'Callaghan et Mark, 1984 ; Riazanoff et al. 1988 ; Che, 2005) ont adopté l'extraction automatique du réseau hydrographique à partir du MNT pour atteindre leurs

objectifs. Pour cela ils ont eu recours à différentes méthodes à travers des extensions ou les logiciels spécialisés : TauDEM (Terrain Analysis Using Digital Elevation Models), Esrihydrologie, ArcHydro, WRAPHydroTools, HidroSIG, Riverx...

Le long de ce présent travail, et pour des raisons liées à sa souplesse de paramétrages, Arc Hydro Tools 9.1 (extension compatible avec ArcGIS) a été choisie.

L'analyse du réseau hydrographique peut se faire à plusieurs niveaux : longueur, pente, orientation, linéarité, sinuosité, rayon de courbature, profil en long, etc.

Dans ce qui suit, et dans l'objectif d'effectuer l'analyse statistique liée à l'orientation globale de l'ensemble des drains, on procède à la géométrisation des drains : on considère que chaque tronçon est un segment défini par son point de départ et son point d'arrivée.

L'orientation de ces segments est calculée et introduite dans la base de données d'une manière automatique grâce aux logiciels SIG.

L'analyse directionnelle du réseau hydrographique généré automatiquement à partir du MNT SRTM (Figure 120), montre que les drains décrivent des angles multiples de 45° , ce qui leur permet de s'orienter suivant quatre directions : N-S, E-W, NE-SW et NW-SE. Cela est expliqué par la nature de l'algorithme D8.

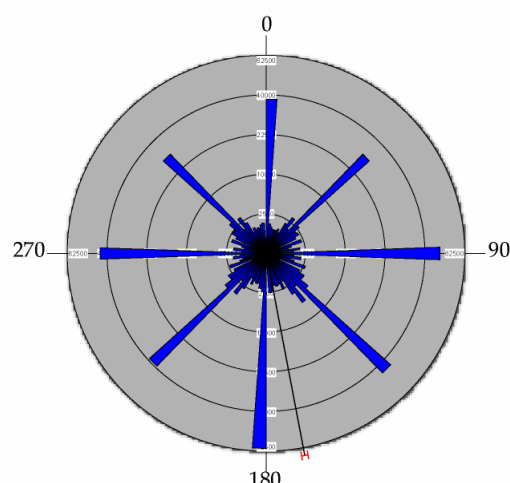


Figure 120: Analyse directionnel du réseau hydrographique de la zone d'étude.

Aussi, les résultats obtenus par la méthode D8 contiennent fréquemment des imperfections liées essentiellement à la présence des zones planes et des zones en dépressions (Figure 121).

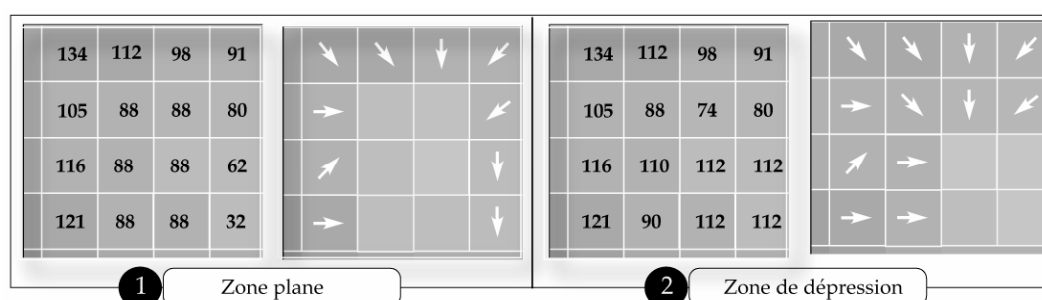


Figure 121: Les zones de doutes dans la méthode D8.

Ainsi et pour ces différentes raisons, le réseau extrait automatiquement à partir du MNT sera abandonné et nous orientons vers l'analyse du réseau hydrographique vectorisé manuellement à partir des cartes topographiques à l'échelle du 1/ 100 000^{ème} malgré que ce dernier ne permet pas de couvrir la totalité de la zone d'étude (Absence du levé topographique de certaines cartes). Ce choix favorise ainsi la qualité (offerte par la vectorisation manuelle) sur la quantité (offerte par l'extraction automatique).

III-3 - Analyse des unités hydrographiques de la zone d'étude

Les unités hydrographiques (bassin et réseau) constituent, souvent, une plate-forme consistante pour l'analyse morphométrique et peut soutenir la compréhension structurale, morphologique ou tectonique d'un terrain à travers le calcul de certains paramètres statistiques dont les plus exploités dans la littérature, en particulier les travaux de Howard (1967) et de Cazabat (1969), sont illustrés dans le *Tableau 24*.

Tableau 24: Quelques paramètres morphométriques calculés à partir des unités hydrographique.

Paramètre	Signification
Les ratios de bifurcation	Les rapports des longueurs et les rapports des aires drainées proposés par Clément (1990)
Courbure	rayon de courbure du drain
Ratio des longueurs moyennes	rapport entre deux ordres
Orientation moyenne	Orientation moyenne cumulative des drain introduites par Floissac (1997).
Ratio de magnitude/ordre	Entre les hiérarchisations de Shreve et de Strahler, par bassin versant.
Surface	Surface du bassin versant
Indice de dissymétrie	Comparaison entre les longueurs des affluents entre les rives droite et gauche
Densité de drainage	Moyenne des longueurs des segments par unité de mesure
Fréquence de drainage	Nombre de segments par unité de surface

Dans ce paragraphe, l'analyse se limitera au calcul de certains paramètres qu'on a jugé suffisamment représentatifs de la réalité structurale, tectonique et morphologique du terrain.

Comme on l'a déjà annoncé dans le paragraphe précédent, notre analyse ne couvrira pas la totalité de la zone d'étude et elle se limite au niveau de réseau hydrographique vectorisé à partir de huit cartes topographiques à l'échelle du 1/ 100 000^{ème}. Le produit de vectorisation est présenté dans la *Figure 122*.

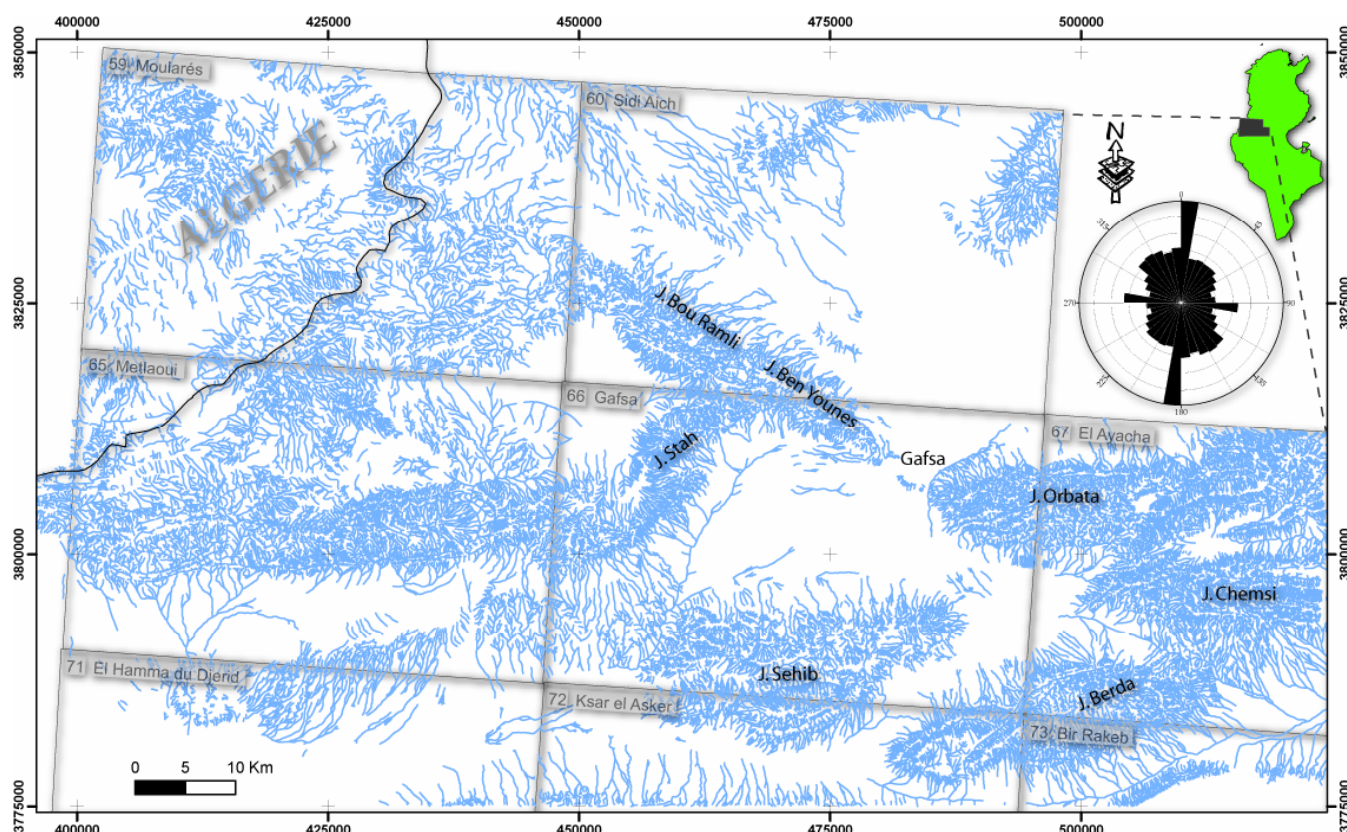


Figure 122: Réseau hydrographique de l'Atlas méridional de la Tunisie digitalisé à partir des cartes topographiques à l'échelle du 1/100 000^{ème} et la rosace directionnelle des drains.

III-3-a - La densité de drainage

Concepts et approches

La densité de drainage (D_d), défini par Horton (1932, 1945), représente la longueur totale des drains par unité de surface (éq. 17) et elle est exprimée en km/km².

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A}$$

éq. 17

Avec L_i est la longueur du drain, A est la surface

Elle est considérée comme une propriété fondamentale du terrain qui peut renseigner sur le climat local, le relief, la géologie, et d'autres facteurs (Tucker et al., 2001). Mais ce paramètre est généralement mis en rapport avec la lithologie et il peut apporter, ainsi, un éclairage et un complément d'information quant à la nature des formations lithologiques (Day, 1980 ; Pella et al., 2004 ; Reddy et al., 2004 ; Devi et al., 2011): plus le sol est étanche, plus les drains auront tendance à couler en surface et vice versa, le nombre des drains aura tendance à diminuer sur des sols perméables (Affian, 1986).

De même, et lors d'une étude sur la région semi-montagneuse à l'ouest de la Côte d'Ivoire, Saley et al. (2005) ont déduit que la forte densité de drainage se rencontre dans les

régions à substratum rocheux imperméable et la faible densité de drainage dans les régions à substratum rocheux perméable.

La variation de la densité de drainage entre deux dates permet de simuler l'évolution morphologique du paysage au cours de temps. Par exemple, [Sarma et Phukan \(2004\)](#) ont constaté, à travers la comparaison de ce paramètre entre 1917 et 1966-1972 sur l'île de Majuli (Inde), que cette zone est soumise à un régime érosif intense surtout dans la partie sud-ouest de l'île.

Autre que sa signification lithologique, les variations brusques de densité de drainage peuvent souligner des alignements d'obstacles structuraux à l'écoulement normal ([Affian, 1986](#)), et par conséquent, elles sont souvent liées à des phénomènes structuraux ([Prud'homme, 1972](#)).

Ce paramètre est aussi très sensible aux conditions climatiques qui règnent sur un paysage. Cette hypothèse a été examinée dans plusieurs travaux de recherche dont on cite l'étude élaborée par [Daniel \(1981\)](#) et qui a permis d'établir une relation entre le système climatique et la densité de drainage à travers la comparaison de la densité de drainage de deux environnements différents du point de vue climatique : forêt tropicale humide et savane. Mais dans cette étude nous considérons que l'intervention du climat est secondaire et négligeable puisque toute la zone d'étude est située sous l'influence d'un même régime climatique. Par la suite, cette relation entre densité de drainage et climat, ne sera pas abordée.

Dans le contexte général de ce travail, nous nous intéresserons, en particulier, à l'apport de ce paramètre pour identifier les accidents tectoniques actifs puisque la densité de drainage est considérée comme un outil important pour révéler la

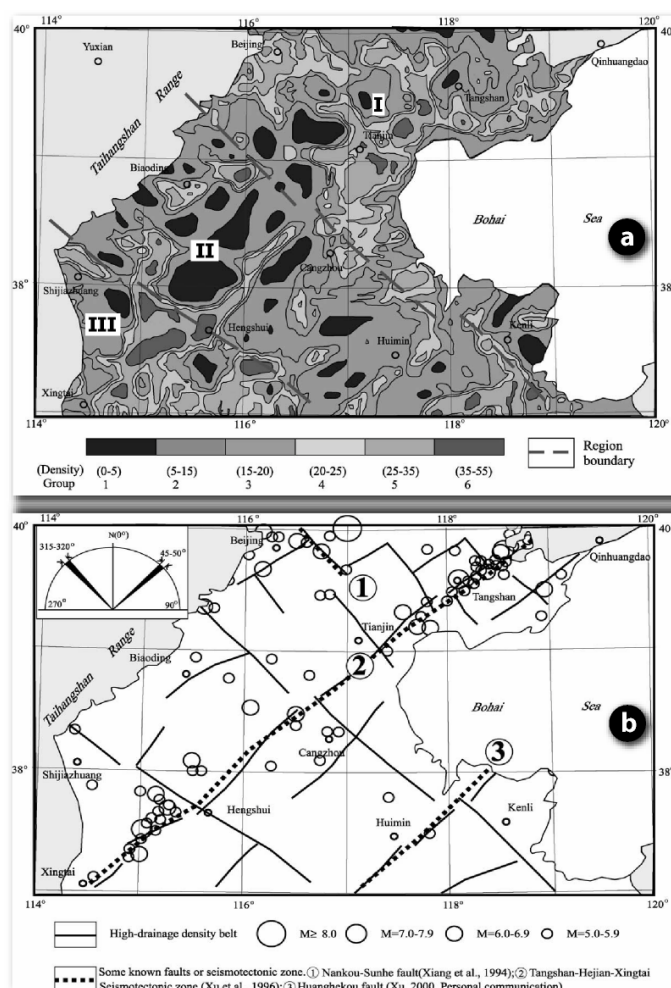


Figure 123: Contribution de la densité de drainage à l'analyse tectonique de la plaine nord de la Chine ([Han et al., 2003](#)): **a-** Distribution des groupes de densité de drainage [I. Beijing-Tianjin-Tangshan region (BTTR), II. Jizhong-Lubei region (JLR), III. Xingtai region (XR)]; **b-** Corrélation entre la distribution des séismes et les ceintures à haute densité de drainage.

tectonique active dissimulée dans un terrain (Han et al., 2003). Donc, la question à traiter dans ce paragraphe serait : ce paramètre peut-il constituer un indice franc de l'activité de certaines failles dans notre zone d'étude? Dans la littérature, plusieurs auteurs se sont approfondis dans cette approche :

- L'analyse de la densité de drainage réalisée par Han et al. (2003) portant sur la plaine nord de la Chine, a permis de distinguer deux ensembles de ceintures à fortes densités de drainage dont leurs emplacements permettent de subdiviser la plaine en trois zones : I, II et III (Figure 123-a). Ces ceintures à forte densité de drainage coïncident spatialement avec des zones à potentiel sismique important (Figure 123-b), permettant ainsi de déduire l'existence des failles actives dissimulées recouvertes.

- Une autre étude, menée par Musumeci et al. (2003), a visé à améliorer la compréhension de la tectonique alpine à travers l'étude morphologique du massif de l'Argentera (Alpes occidentales, Italie-France): à l'échelle de l'ensemble de ce massif, la distribution spatiale de la densité de drainage, couplée à d'autres paramètres, a permis de distinguer une zone avec des caractéristiques très différentes du reste du massif. Cette zone étendue, qui correspond à la partie centrale-sud du massif, est délimitée, à l'ouest et au sud, par deux failles (Valletta et Orgials). Les auteurs ont expliqué leur observation par l'emprise de cette zone sous un mouvement inverse couplé à un décrochement avec un angle de cisaillement dextre le long de la faille Orgials.

- Dans ce même contexte, Wechsler et al., (2009) ont essayé de détecter l'endommagement des roches le long de la faille de San Jacinto (branche de la faille de San Andreas dans le sud de California) à travers le calcul des paramètres géomorphométriques. Les auteurs se sont fondés sur le principe que l'activité d'une faille lors d'un séisme se manifeste sur le terrain par l'endommagement des roches situées du côté rigide de l'accident (Ben-Zion & Shi, 2005), influant ainsi la morphologie du

terrain et son réseau hydrographique. Pour visualiser ce principe dans ce cas d'étude, les

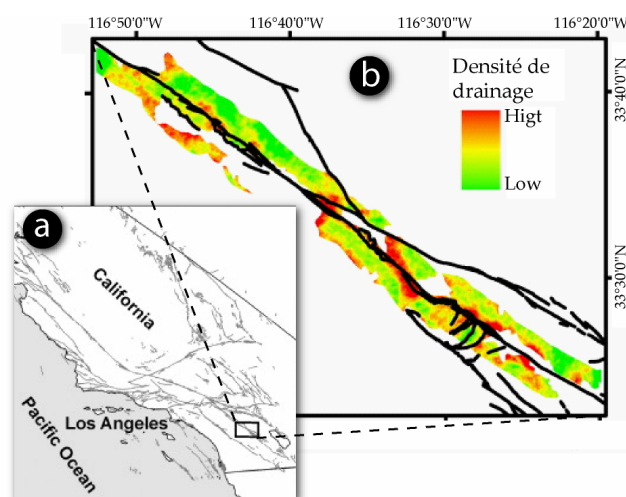


Figure 124: Apport de densité de drainage pour quantifier l'endommagement le long de la faille de San Jacinto : a- Localisation de la zone d'étude ; b- variation de la densité de drainage (Wechsler et al., (2009).

auteurs ont calculé plusieurs paramètres géomorphométriques y compris la densité de drainage. Les valeurs élevées de la densité de drainage sont aperçues à proximité de la faille et de part et d'autre de certains segments de cette faille (*Figure 124*). Ce qui a autorisé aux auteurs à considérer que ces zones sont les plus influencées par l'activité de cette faille.

Analyses et résultats

La densité de drainage à l'échelle d'un bassin versant, peut constituer un indice hydrographique caractérisant ce dernier (Gregory et Walling, 1968 ; Krishnamurthy et al., 2000). Mais cette étude, qui s'intéresse uniquement à la signification structurale et tectonique de ce paramètre, sera fondée sur l'analyse par maille et, par conséquent, elle ne prend pas en considération la délimitation des bassins versants.

Par la suite, la mise en oeuvre de la densité de drainage passe par un maillage de la surface d'étude. Souvent, deux types de maillage sont utilisés : carré et circulaire (Affian, 1986).

Quoique, Froidefoid (1982) a montré que le second type (circulaire) présente une meilleure reproductivité des résultats en se justifiant par le fait qu'il ne favorise aucune direction privilégiée à l'opposé du maillage carré.

A l'échelle de notre étude et pour intégrer cette notion dans les interfaces SIG, nous adoptons un algorithme qui considère que la densité de drainage est la longueur totale des drains, comme n'importe quel autre élément linéaire, par unité de surface au sein d'un cercle d'un rayon défini (Mazagol et al., 2008). La valeur obtenue est alors attribuée au pixel central du cercle (*Figure 125*). Dans notre cas, l'unité de surface est le Km², le rayon du cercle est 1000m et la valeur de pixel est de 90m.

Les valeurs ainsi obtenues sont ensuite reclassées en sept classes : la valeur 0 fait référence aux zones dépourvues des écoulements, alors que les zones en bleu foncé ($5 < D_d < 6.08$ km/km²) signalent une grande concentration des drains (*Figure 126*). Cette densité de drainage a été estimée à partir du réseau hydrographique vectorisé à partir des cartes topographiques à l'échelle du 1/100 000^{ème} en utilisant l'algorithme "Densité de lignes" sous "ArcGis 9.x®".

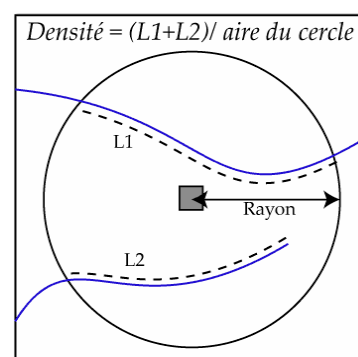
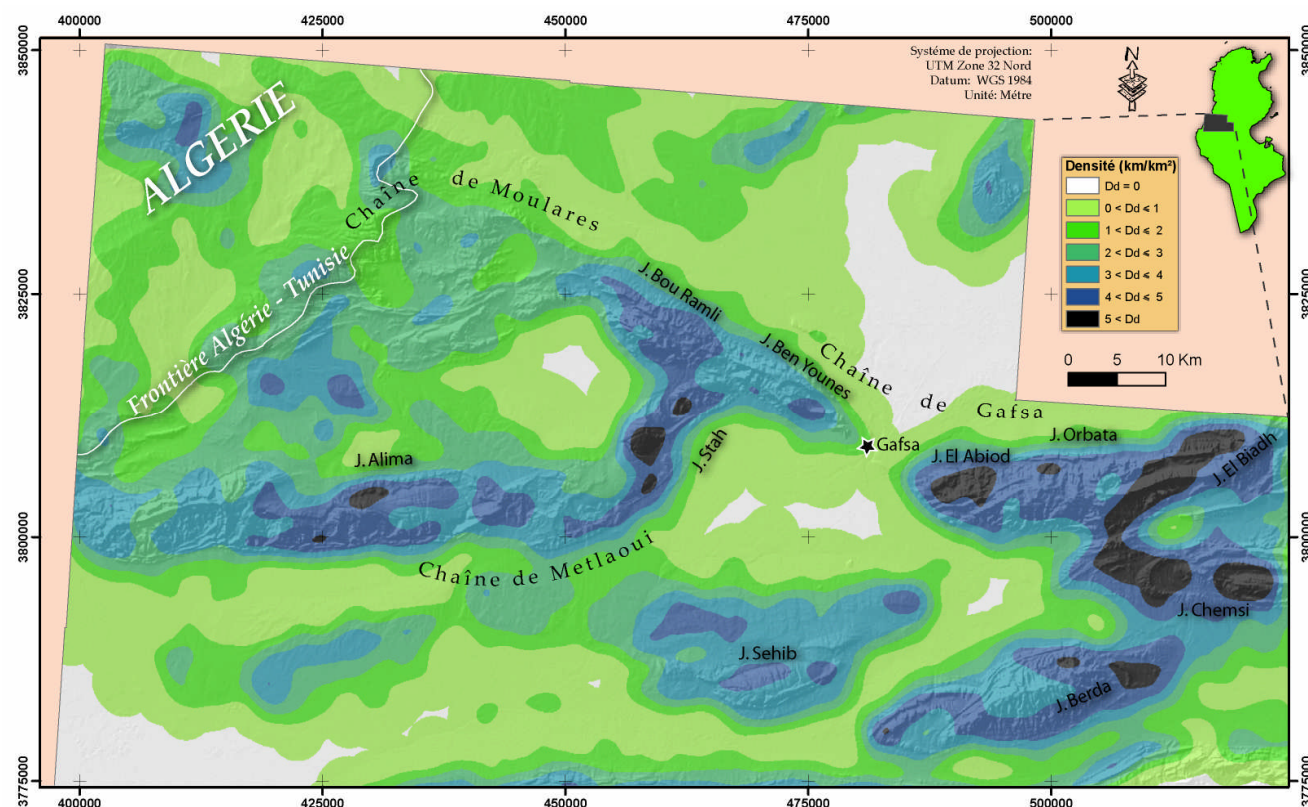


Figure 125: Principe de l'algorithme "densité de lignes" (Mazagol et al., 2008).

La cartographie de la densité de drainage fait surgir plusieurs remarques, dont les plus intéressantes sont : une faible densité dans la chaîne de Moulares, une grande densité à J. El Abiod, à J. Stah et J. Alima.

À l'extrémité sud-est de J. Ben Younes, une zone est distinguée par une densité relativement élevée par rapport aux zones environnantes.



III-3-b - Anomalie de drainage

Principe de base

L'anomalie de drainage peut être définie comme une déviation locale du drainage régional et/ou du style ou modèle de ruissellement et cela en accord avec la structure régionale et/ou topographique (Howard, 1967).

Les anomalies de drainage peuvent se présenter sur le terrain sous plusieurs aspects (Defontaine & Chorowicz, 1991 ; Le Pap, 1998 ; Ollier & Pain, 2000) dont les principales sont mentionnées dans la Figure 127.

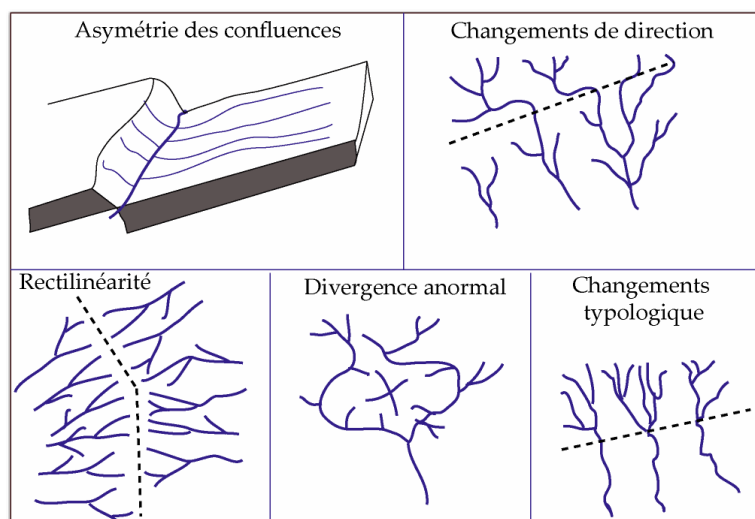


Figure 127: Exemples d'anomalies de drainage (d'après Deffontaines & Chorowicz, 1991 ; Le Pap, 1998).

Ces anomalies, qui sont aperçues sous différentes formes (Figure 127), peuvent être induites par des phénomènes d'érosions fluviales et de dépôt alluvial, ou par une déformation active dont la tectonique est le plus souvent le moteur principal (Deffontaines, 1990 ; Deffontaines & Chorowicz, 1991 ; Angelier & Chen, 2002). C'est pour cette raison que ces derniers sont considérés par Deffontaines (1990) comme indicateurs d'une néotectonique récente.

En effet, la relation entre la néotectonique et le réseau hydrographique paraît évidente et peut être visualisée dans plusieurs sites d'études comme c'est le cas observé et analysé par Comentale (1999) sur la montagne de Matese (Italie) et qui montre que la néotectonique infligée à cette structure, engendrant ainsi son soulèvement, a radicalement désorganisé le réseau hydrographique.

Dans ce contexte et au Maroc, l'analyse du réseau hydrographique, de ses perturbations et de ses anomalies a permis à Deffontaines et al. (1992), non seulement, de retrouver des failles déjà repérées grâce à d'autres méthodes et qui s'orientent selon deux familles (de direction NE-SW et NW-SE), mais aussi de dévoiler l'existence de nouvelles failles dont certaines appartiennent aux deux familles déjà citées alors que d'autres ont une direction N-S (Figure 128). Ensuite, l'auteur fait la distinction entre les failles actives et les failles anciennes, permettant ainsi une meilleure compréhension de la néotectonique du Maroc.

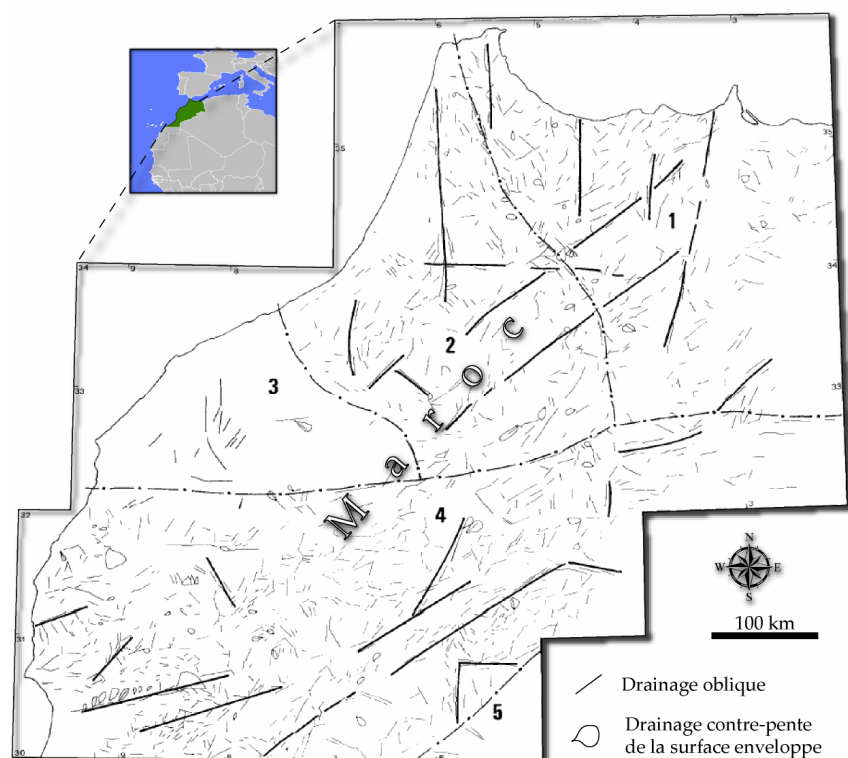


Figure 128: Carte des anomalies de drainage au nord du Maroc (Deffontaines et al., 1992).

Dans ses travaux de recherche, Slama (2008) a exploité les anomalies de drainage pour révéler l'existence d'une activité néotectonique bien concrétisée au niveau de J. ech Chéhid (Tunisie).

Ferry et al. (2007) se sont basés sur ce concept pour démontrer, grâce aux anomalies de drainage observées sur les photographies aériennes de la zone d'étude, l'activité du segment de la faille de la "mer morte" situé dans la vallée jordanienne (Figure 129).

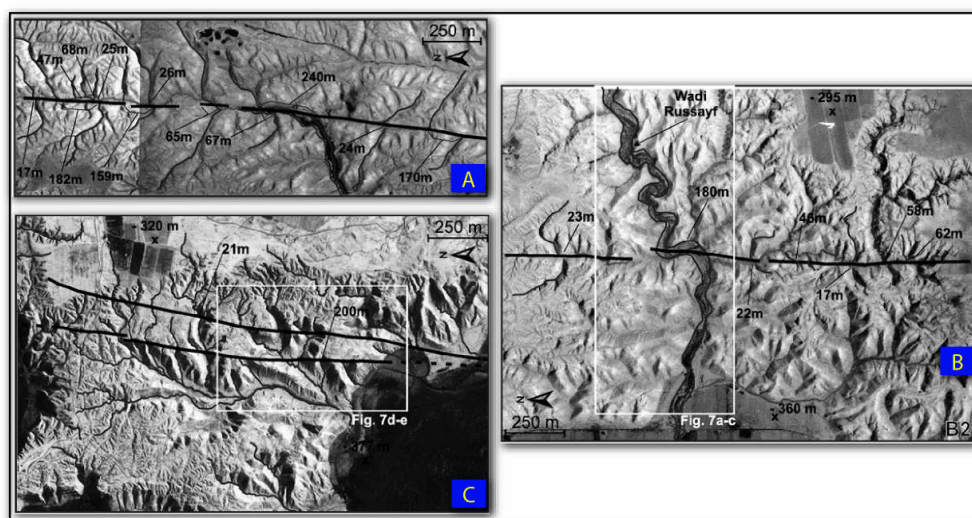


Figure 129: Détection des segments actifs (A, B, C) de failles de la mer morte grâce aux anomalies de drainage (d'après Ferry et al, 2007).

Essai d'une semi automatisé de l'extraction des anomalies de drainage

Souvent, la détection de l'anomalie se fait manuellement sur carte en se basant sur le réseau hydrographique et le relief. Mais, l'aspect manuel de cette opération peut être embarrassée par plusieurs facteurs dont on cite la densité élevée du réseau hydrographique, la complexité de définir le sens d'écoulement des drains (surtout dans les zones planes) ou aussi l'imprécision lors de la détermination de l'angle qui fait le drain avec la surface. Pour cela, nous avons opté, dans ce paragraphe, pour la semi-automatisation de ce processus.

Notre méthode sera fondée sur le principe que les drains anomaux correspondent aux segments à écoulement oblique par rapport à l'orthogonale des isohypses de la surface enveloppe des sommets et tous ceux qui coulent à contre-pente (Deffontaines & Chorowicz, 1991 ; Deffontaines, 1990 ; Dridri & Fedan, 2001).

Comme on l'a déjà signalé dans la partie III-2-b -III-2-b -Choix de la méthode :, la rosace directionnelle des drains extraits automatiquement à partir du SRTM, montre que ces derniers s'orientent suivant des directions multiples de 45° (Charleux-Demargne, 2001). Cela constitue un obstacle sérieux pour l'analyse directionnel. Par la suite, nos analyses traiteront, uniquement, les drains vectorisés manuellement à partir des cartes topographiques.

Dans notre cas d'étude, et pour définir les drains anomaux, nous avons procédé comme suit :

Afin d'obtenir l'orientation régionale du terrain, on a calculé la surface enveloppe du relief (Figure 115) construite à partir de l'ensemble des points hauts (Déjà détaillé dans le paragraphe II-3-h -), puis, à partir de cette carte, sera généré de la carte d'orientation (II-3-d -). Par la suite, ce produit sera converti de son format original grid vers le format vectoriel (polygone) dont chaque polygone contiendra la valeur d'orientation du terrain (Ot).

D'autre part, le réseau hydrographique, sujet de nos analyses, est le produit de la vectorisation manuelle de huit cartes topographiques à l'échelle du 1/100.000^{ème}. Pour chaque drain, et suivant son sens de vectorisation par rapport au sens de l'écoulement ce drain, un code va lui être attribué : la valeur (1) est accordée aux drains dont leurs sens de vectorisation et le sens de l'écoulement sont les mêmes, et la valeur (2) s'ils sont de sens contraires.

Dans le cas des drains "autonomes", fréquemment rencontrés dans les zones plates, ou dans les zones de confusion où plusieurs drains se croisent en forme complexe, la distinction du sens d'écoulement peut paraître très compliqué. Le réseau hydrographique généré automatiquement à partir du SRTM, sera une issue pour résoudre cette ambiguïté et se servira

comme référence, puisque dans ce réseau la vectorisation automatique des drains se fait toujours dans le même sens d'écoulement.

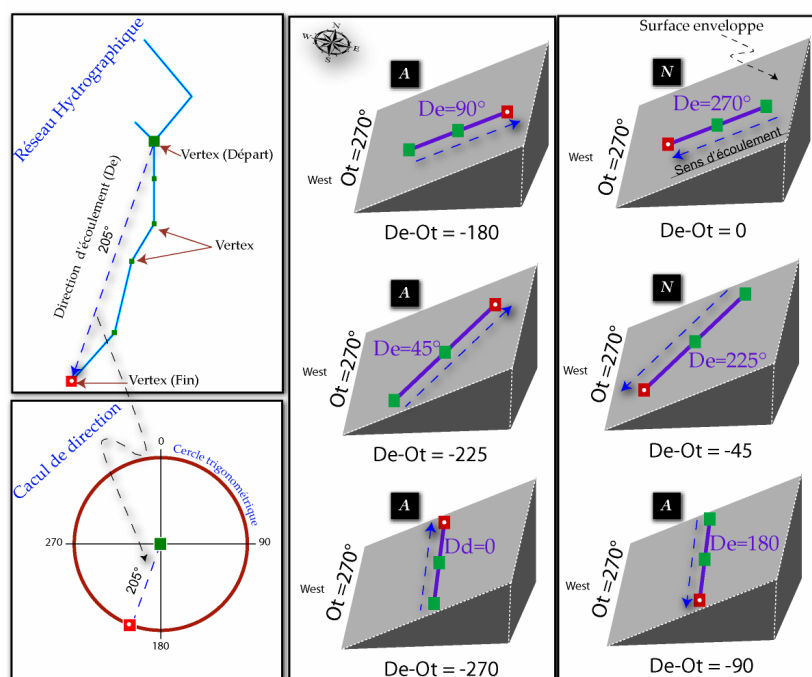
La couche résultante est superposée à la couche vectorielle d'orientation de terrain.

L'étape suivante consiste à affecter à chaque drain l'orientation du terrain qu'il traverse. Cela est abordé grâce aux outils de géo-traitement du SIG et précisément par une opération d'intersection entre le réseau de drainage et la carte d'orientation vectorielle. Mais signalons qu'un drain peut traverser des terrains d'orientations différentes, donc, le produit de l'intersection aboutira à la subdivision de chaque drain en segments dont chacun a une valeur d'orientation de terrain.

Par la suite, chaque segment lui sera accordé sa propre valeur de direction. La direction des segments de drainage (**Ds**) est calculée sous la plate-forme d'ArcGIS en utilisant le scripte "polyline_Get_Azimuth_9x" développé par *Ianko Tchoukanski* (<http://www.ian-ko.com>).

Mais signalons que la direction des segments de drainage n'est pas forcément la même que le sens d'écoulement puisque, et comme on l'a déjà signalé, le calcul de direction d'un drain dépend, en premier lieu, de l'emplacement du premier vertex (de départ) et du dernier vertex (d'arrivée). Pour cela, la vectorisation d'un drain doit se faire au sens d'écoulement de l'eau : le premiers vertex est placé à l'extérieur du réseau et le dernier vertex sera au niveau de point de confluence (ce principe est respecté lors de la génération automatique du réseau hydrographique à partir du MNT).

Dans notre cas, ce principe n'a pas été respecté, mais cette ambiguïté est déjà résolue grâce aux codes (1 et 2) qui mettent en relation la direction de segment de drainage et le sens de l'écoulement. En conséquence la valeur du sens d'écoulement (**De**) sera la même si la vectorisation est réalisée dans le même sens de l'écoulement (code=1). Alors, si ce n'est pas le cas, une valeur de (180°) sera ajoutée à la direction de segment du drain pour avoir le sens d'écoulement (**De**).



A Anomalie; **N** Normal; **De**: Direction de l'écoulement; **Ot**: Orientation du terrain

Figure 130: Principes de la semi-automatisation de la détermination des anomalies (le carreau rouge indique le vertex final qui marque la fin du drain) en admettant que la vectorisation est réalisée dans le même sens de l'écoulement.

Donc, la table attributaire du réseau de drainage contiendra deux champs : direction de l'écoulement du drain (**De**) et l'orientation du terrain (**Ot**) qui le renferme. A partir de ces deux champs, sera calculé un troisième champ qui contiendra la différence entre les deux angles (**De-Ot**). En se référant à la définition de l'anomalie de drainage (Deffontaines, 1990 ; Dridri & Fedan, 2001), déjà citée au début de ce paragraphe, si cette différence (**De-Ot**) est comprise entre -90° et 90° ou entre 270° et 360° ou aussi entre -360° et -270° , on admettra qu'il s'agit d'un écoulement normal (N), si ce n'est pas le cas, l'écoulement du drain sera anomalique (A). Ce principe est exposé à travers des exemples concrets dans la Figure 130.

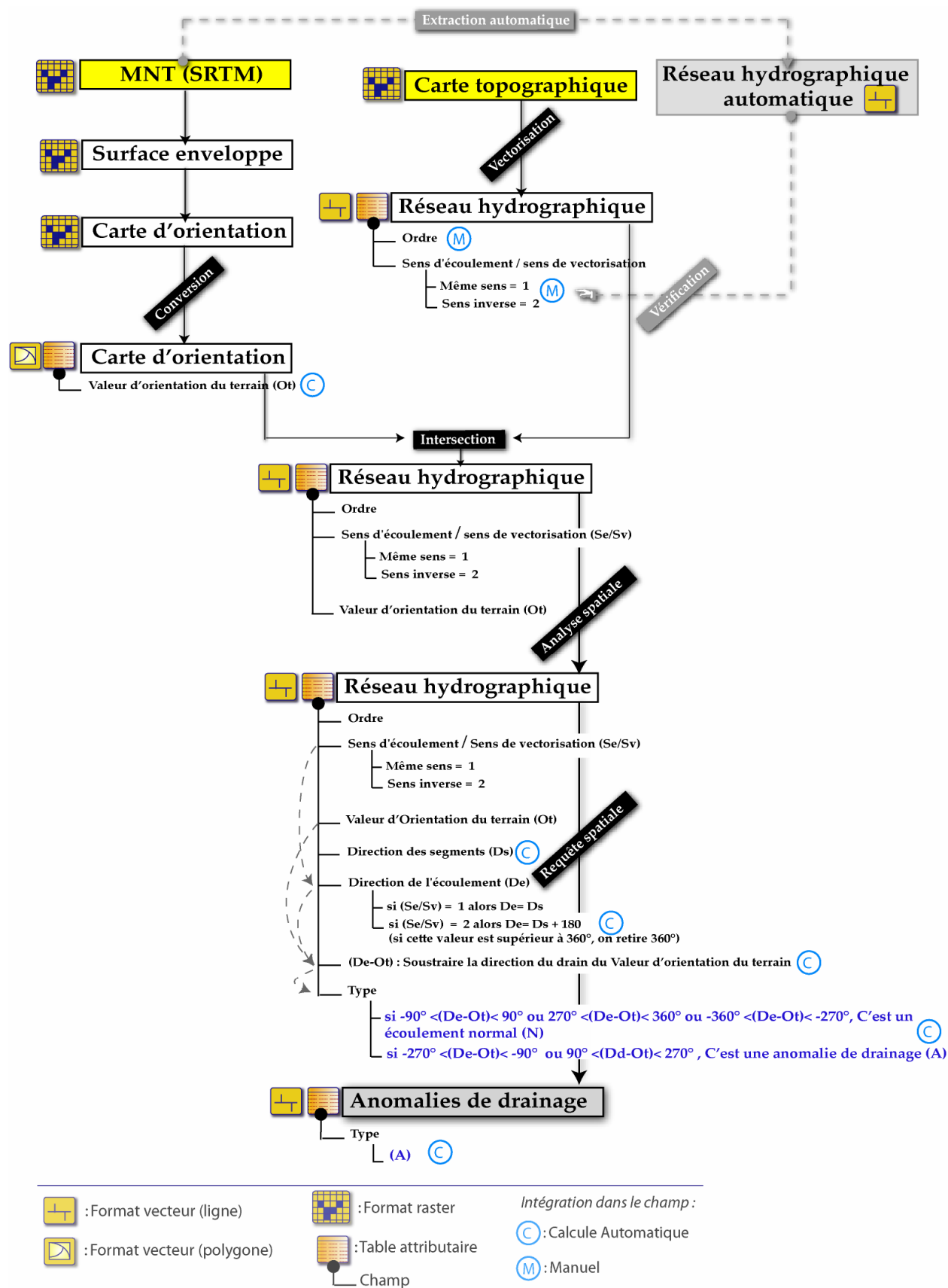


Figure 131: La procédure développée dans ce travail pour l'extraction semi automatique des anomalies de drainage.

Application à la zone d'étude

Après le passage par les différentes étapes de la *Figure 131*, on aboutit à la génération semi-automatique du réseau des anomalies de drainage relative à la zone d'étude (*Figure 133*).

L'analyse statistique portant sur le réseau de drainage de la zone d'étude montre la dominance des drains dont l'écoulement est normal (entre -90° et 90°) par rapport aux drains anomaux (*Figure 132*).

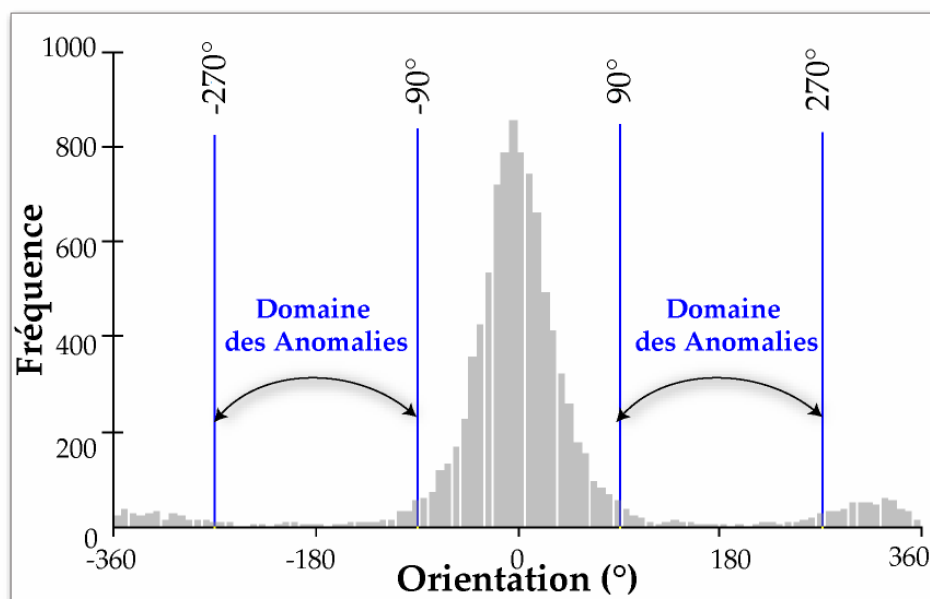


Figure 132: Statistiques portant sur la les valeurs de différence entre le sens d'écoulement de l'eau (De) et l'orientation du terrain (Dt) relatives aux drains de la zone d'étude et limites entre les domaines anomaux et normaux.

Pour valider l'efficacité de notre méthode, les résultats obtenus par cette dernière seront confrontés aux résultats obtenus dans d'autres études antérieures.

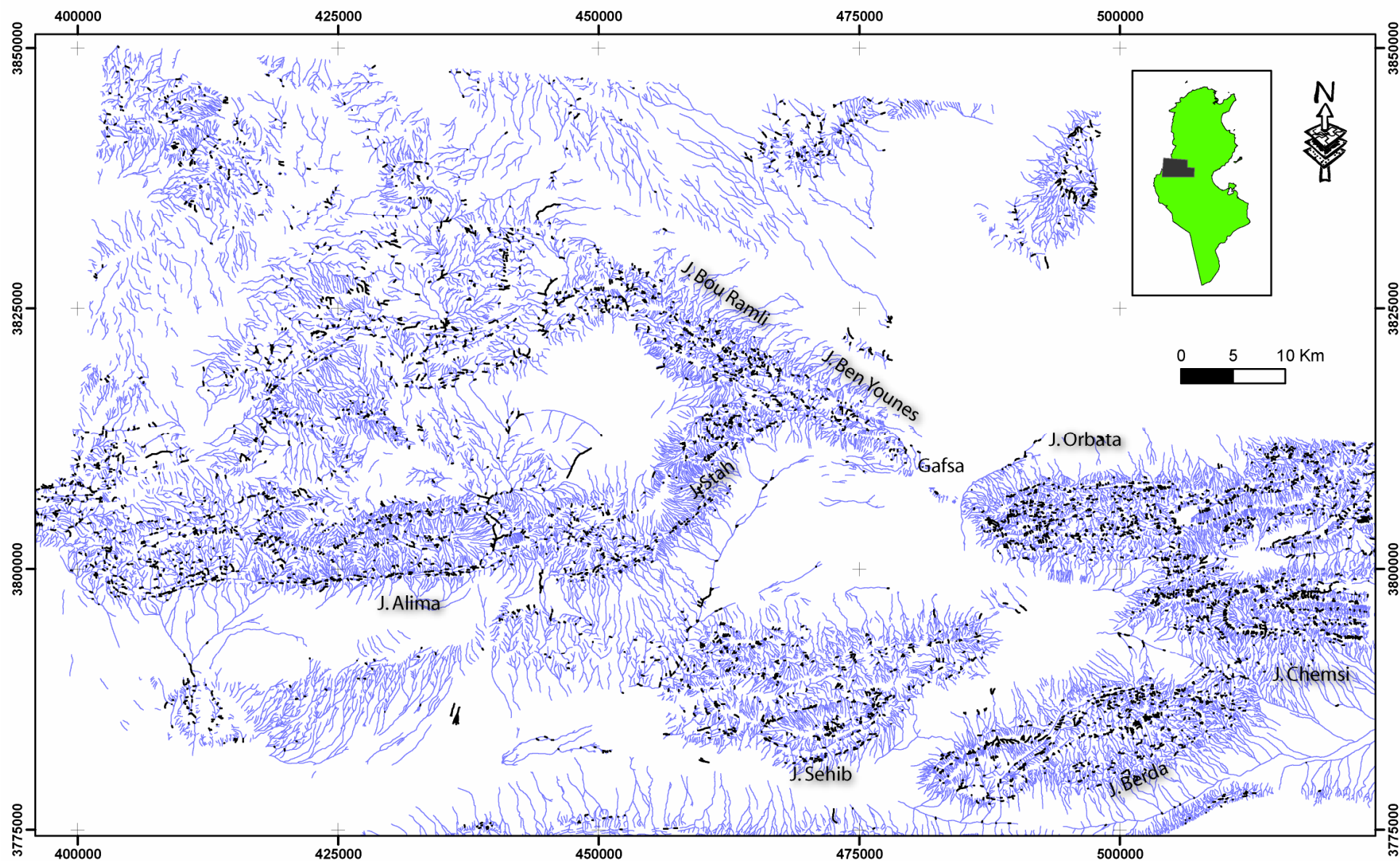


Figure 133: Réseau hydrographique et anomalies de drainage dans la zone d'étude.

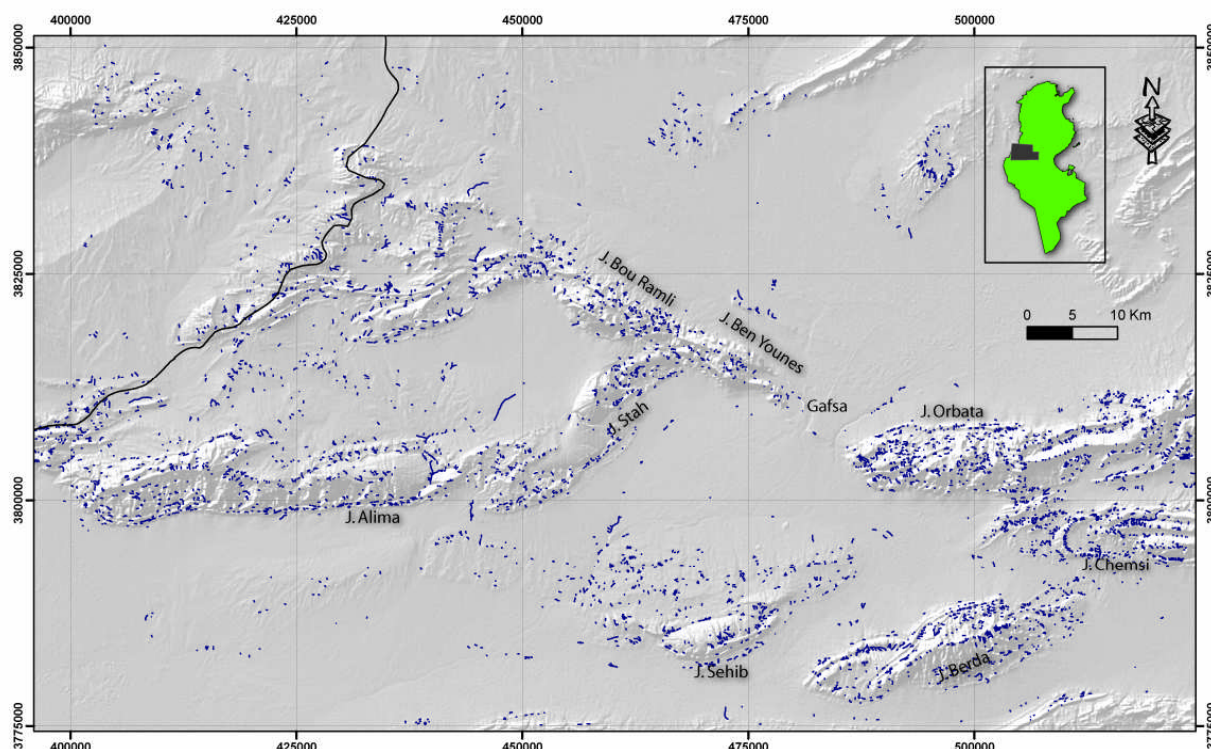


Figure 134: Anomalies de drainage.

Ainsi, cette technique a permis d'isoler les tronçons de drain d'origine gravitaire de ceux qui seraient plutôt conditionnés par des phénomènes tectoniques et structuraux (Figure 134).

L'analyse statistique des directions de segments anomaliés met en évidence des directions préférentielles. Leur répartition globale privilégie la direction E-W qui est dominante. Le deuxième mode est matérialisé par la direction NNE-SSW à NE-SW. Quant à la direction NW-SE, elle vient en troisième position.

Une partie des anomalies de drainage, extraites automatiquement à partir du réseau hydrographique, peuvent être liées directement à l'influence de la lithologie des roches. En effet, dans le cas de J. Alima, la base de cette structure est occupée par des couches redressées et constituées principalement par des matériaux durs : barre supérieure de la formation Abiod et les calcaires de la formation Metlaoui (Zargouni, 1985). Ceci peut former une barrière naturelle contre l'écoulement gravitaire des drains, d'où l'existence des anomalies de drainage.

Par contre dans d'autres cas, on aperçoit une remarquable concentration des anomalies de drainage: J. Orbata, J. Ben Younes et J. Bou Ramli. Ceci peut être dû à une activité néotectonique.

IV - Conclusion :

Ce chapitre débute par la réalisation du choix des données topographiques qui constitueront le support de toutes les analyses morphométriques. La validation de la qualité des données a favorisé le MNE SRTM.

En tous, huit paramètres morphométriques ont été analysés dans cette étude : l'altitude, la pente, les analyses hypsométriques, l'exposition, l'estompage, la rugosité du relief, la courbure et les surfaces enveloppes. Le principe, les résultats et l'interprétation de chacun de ces indices sont exposés individuellement.

Selon [Calvet \(2000\)](#), la collecte des indices morphométriques initiales n'est pas toujours suffisante pour la compréhension du contexte géodynamique régional ou la caractérisation du champ de déformation.

Ainsi, la confrontation de données issues de différentes approches nous paraît très intéressante pour définir le degré de crédibilité de ces paramètres. Certaines de ces approches ont été discutées dans ce travail, d'autres sont tirées de la littérature

Cependant, il est conseillé dans les analyses morphotectoniques ou morphostructurales d'éviter de s'appuyer uniquement sur la morphométrie comme un indicateur indépendant, puisque, parfois, les chiffres aient plus de réalité que la nature dans son inextricable et sa diversité. ([Calvet, 2000](#)).

Pour cette raison, à cette phase, nous avons évité le terme tectonique (faille ou décrochement) et nous nous limitons aux termes descriptifs (alignement ou linéaments) en attendant une confirmation apporter par d'autres méthodes par exemple l'inspection de la lithologie des roches.

Toutefois, plusieurs constatations peuvent être tirées de ce chapitre :

- Plusieurs structures de la zone d'étude se distinguent par une réponse morphométrique spéciale et anormale qui peut traduire une importante activité morphodynamique ;
- La morphométrie du MNT et du réseau de drainage est une méthode très pertinente pour distinguer les différentes unités morphologiques du terrain. Ceci découle de sa sensibilité vis à vis les perturbations dues à une activité tectonique récente ou à l'effet de la lithologie des terrains ;

- Dans les plaines, la quasi-absence des empreintes néotectoniques apparentes, témoigné par les déferents indices morphométriques, est dû probablement à la nature meuble des roches qui constitue ces espaces favorisant ainsi le comblement rapide, par érosion, des traces laissées par les accidents tectoniques. En revanche, ces traces sont plus faciles à identifier dans les grands reliefs.

La méthode morphométrique est susceptible d'apporter un éclairage plus précis sur la morphodynamisme du terrain étudié. Mais cela aura plus l'ampleur après une interprétation morphostructurale.

Ainsi, le chapitre suivant se chargera de détailler les moteurs du morphodynamisme et l'interprétation structurale des différentes signatures morphométriques dévoilées par les analyses morphométriques.

Chapitre IV - Interprétation structurale des indices morphométriques et identification des déformations récentes

I - Ensembles structuraux de la Tunisie

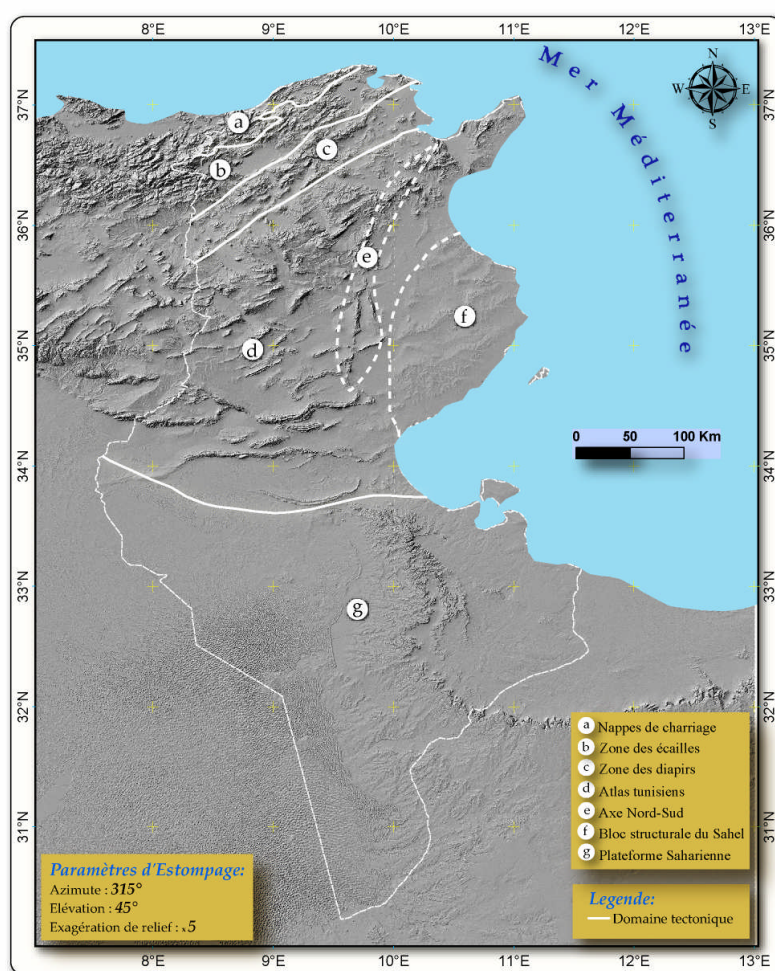


Figure 135 : Ensembles structuraux de la Tunisie (d'après Ben Ayed, 1986, modifié).

La Tunisie est subdivisée en sept ensembles structuraux (Figure 135). En se référant à la Figure 136 chacun est caractérisé par sa propre morphologie.

D'après les travaux de Castany (1951 et 1952) et de Ben Ayed (1986), ces ensembles peuvent être évoqués comme suit (du nord au sud):

◆ **Nappe de charriage** : situé à l'extrémité nord de la Tunisie, elle était identifiée par Rouvier en 1977, c'est le segment oriental de la chaîne Magrébides : chaînes alpine d'Afrique du nord. C'est une unité très allochtone

caractérisée par l'empilement de nappes de charriages.

◆ **Zone des écaïlles** : Elle correspond à la majeure partie du sillon tunisien, elle est caractérisée par un style en écaïlle (d'où son nom) conséquence de l'intensité des efforts

orogéniques et de la composition lithologique des dépôts (Castany, 1952). Elle a subi des mouvements importants lors de la période anté- Burdigalienne (miocène inf.) mais la phase Plio- quaternaire s'est manifestée avec vigueur (Castany, 1951).

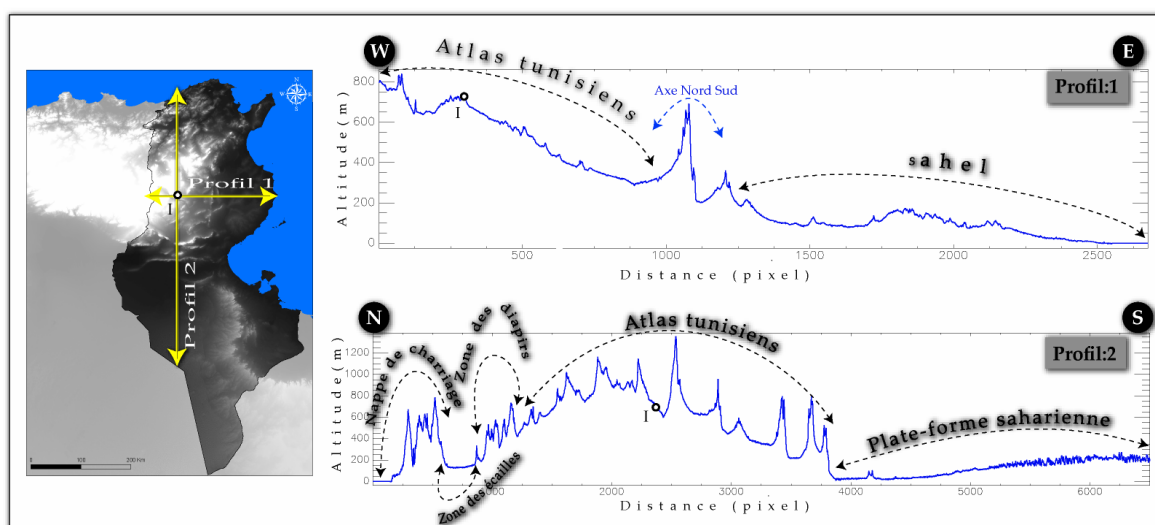


Figure 136: Deux profils topographiques de la Tunisie montrant la variation morphologique entre les différents ensembles structuraux.

❖ **Zone des diapirs et des chevauchements :** La zone la plus complexe du point de vue structural, elle correspond aux formations autochtones ou para-autochtones sur lesquelles se sont mises en place les nappes de charriages caractérisées par des alignements NE-SW, des pointements, ou des dômes triasiques.

❖ **Atlas de la Tunisie :**

L'Atlas de la Tunisie constitue le prolongement oriental de l'Atlas saharien en Algérie. Il est subdivisé essentiellement en deux grands secteurs :

- *L'Atlas centrale de la Tunisie :* il se situe au sud de la zone des diapirs. Il est caractérisé des anticlinaux dissymétriques d'orientation moyenne N40 à N60 et dont les flancs sud-est sont souvent redressés, séparés par des synclinaux allongés (Ben Ayed, 1986 ; Boukadi, 1994). La structuration de ce domaine a été imposée principalement par les décrochements, les plissements et les montées triasiques (Boukadi, 1994). La partie ouest de cet Atlas se distingue par la présence des structures distensives connues sous le nom de fossés (Castany, 1951).

- *L'Atlas méridional de la Tunisie :* il constitue le prolongement naturel de l'Atlas centrale de la Tunisie vers le sud. Ce domaine est marqué essentiellement par l'étendu des chaînes plissées de direction moyenne E-W et par la présence de deux grands couloirs de cisaillement : la faille de Gafsa et l'accident Négrine-Tozeur (Zargouni, 1985).

◆ *Axe Nord-Sud :*

L'axe Nord-Sud (Figure 137), défini par Burollet (1956), s'étale sur presque 250 Km du golfe de Tunis au nord jusqu'à Maknassy- Mezzouna au Sud. Il est représenté en forme de linéament N-S fléchie dans son extrême nord vers le NE et tronqué en plusieurs segments.

- Sur le plan Paléogéographique Turki (1984, 1985), y distingue un Domaine Paléogéographique Mésozoïque - Eocène Nord-Sud (DPME N-S) constitué par deux branches situées de part et d'autre de l'accident de Chérichira.

- Du point de vue structurale, l'axe Nord-Sud est représenté par une suite d'éléments structuraux différents : un axe nord-sud sensu-stricto, l'anticlinorium Ousselat- Bou Dabbous et l'accident de Zaghuan (Turki ; 1984, 1985).

Cette structure est associée à une cicatrice paléogéographique profonde orientée N-S et jalonné de Trias (Ben Ferjani et al., 1990 ; Ben Ayed, 1993 ; Hlaïem, 1999).

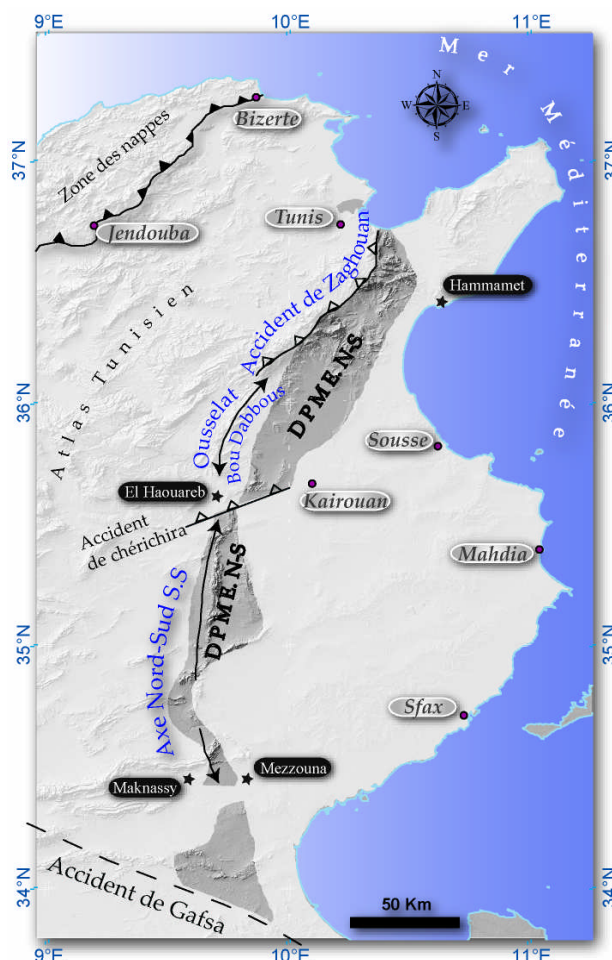


Figure 137 : Le domaine concerné par les définitions de l'axe Nord-Sud (d'après Turki, 1984).

- ◆ *Le bloc structurale du Sahel :* signifiant côte, le bloc structurale du Sahel, ou le bloc pélagique, est une région de l'est de la Tunisie, s'étendant le long de la côte. La plaine du sahel est limitée à l'ouest par l'axe Nord-Sud, au sud par l'accident NW-SE de Gafsa, au nord par l'accident E-W de Kairouan.

C'est la continuité des structures atlasiques de l'ouest. A partir de l'Oligocène, ce domaine a subi une importante subsidence par rapport à la Tunisie centrale. Malgré cette subsidence, des structures plissées à axes globalement orientés NE-SW ont été identifiées en surface et essentiellement en sub-surface (Burollet, 1956). Elles sont, toutefois, séparées par des

vastes plaines occupées par le Néogène et le Quaternaire : résultat logique de l'érosion et de la subsidence.

De point de vue tectonique, le Sahel paraît en surface peu tectonisée (*Figure 136*), mais sa véritable structure est enfouie sous les sédiments plio-quaternaires. Les études de [Bedir \(1988\)](#) et [Bedir et al. \(1992\)](#) ont montré que la marge du Sahel est traversée par des couloirs de failles E-W et N-S, c'est à dire de même direction que celle de l'Atlas tunisien.

◆ **La plate-forme saharienne** (dans le Sud de la Tunisie): elle s'étale au sud de la flexure nord saharienne. D'après les cartes sismo-tectoniques dressées de la Tunisie (*Figure 27*), ce domaine est stable du point de vue sismo-tectonique. D'un point de vue morphologique, il est caractérisé par des séries monoclinales faiblement inclinées ([Bouaziz, 1995](#)) et il est marqué par les monts de Matmata et le Dahar qui dominant la Jeffara ([Castany, 1951](#)).

II - Evolution structurale de l'Atlas méridional de la Tunisie

Dans cette partie, nous avons essayé de dresser un nouveau schéma structural (*Figure 138*) en s'inspirant, premièrement, des modèles déjà proposés par plusieurs auteurs pour expliquer l'évolution structurale de l'Atlas méridional de la Tunisie ([Zargouni, 1985](#) ; [Zouari et al., 1990](#) ; [Boukadi, 1994](#) ; [Bedir, 1995](#) ; [Zouari, 1995](#) ; [Hlaïem, 1999](#) ; [Bouaziz, 1995](#) ; etc.) ; et en se basant, deuxièmement, sur les informations (âge, disposition et pendage des couches géologiques) contenues dans les cartes géologiques à l'échelle du 1/100. 000^{ème} de la zone d'étude ([Ouled Ghrib et al., 1995](#) ; [Boukadi et al., 1991](#) ; [Regaya et al., 1991](#) ; [Zouari et al., 1991](#) ; [Slimane et al., 1991](#) ; [Fakraoui et al., 1991](#) ; [Mahjoub & Fakraoui, 1990](#) ; [Mahjoub & Fakraoui, 1990](#)) ; et en s'appuyant, finalement, sur les résultats des analyses morphométriques des données SRTM (e.g., convexité, anomalie de drainage, pente, etc.) évoqués précédemment dans le *Chapitre III -II-3 -*.

L'Atlas méridional de la Tunisie est limité au nord par l'Atlas tunisien central, au sud par la plate-forme saharienne et à l'est par l'axe Nord-Sud et la plaine du Sahel et enfin à l'ouest par l'Atlas algérien (*Figure 135*).

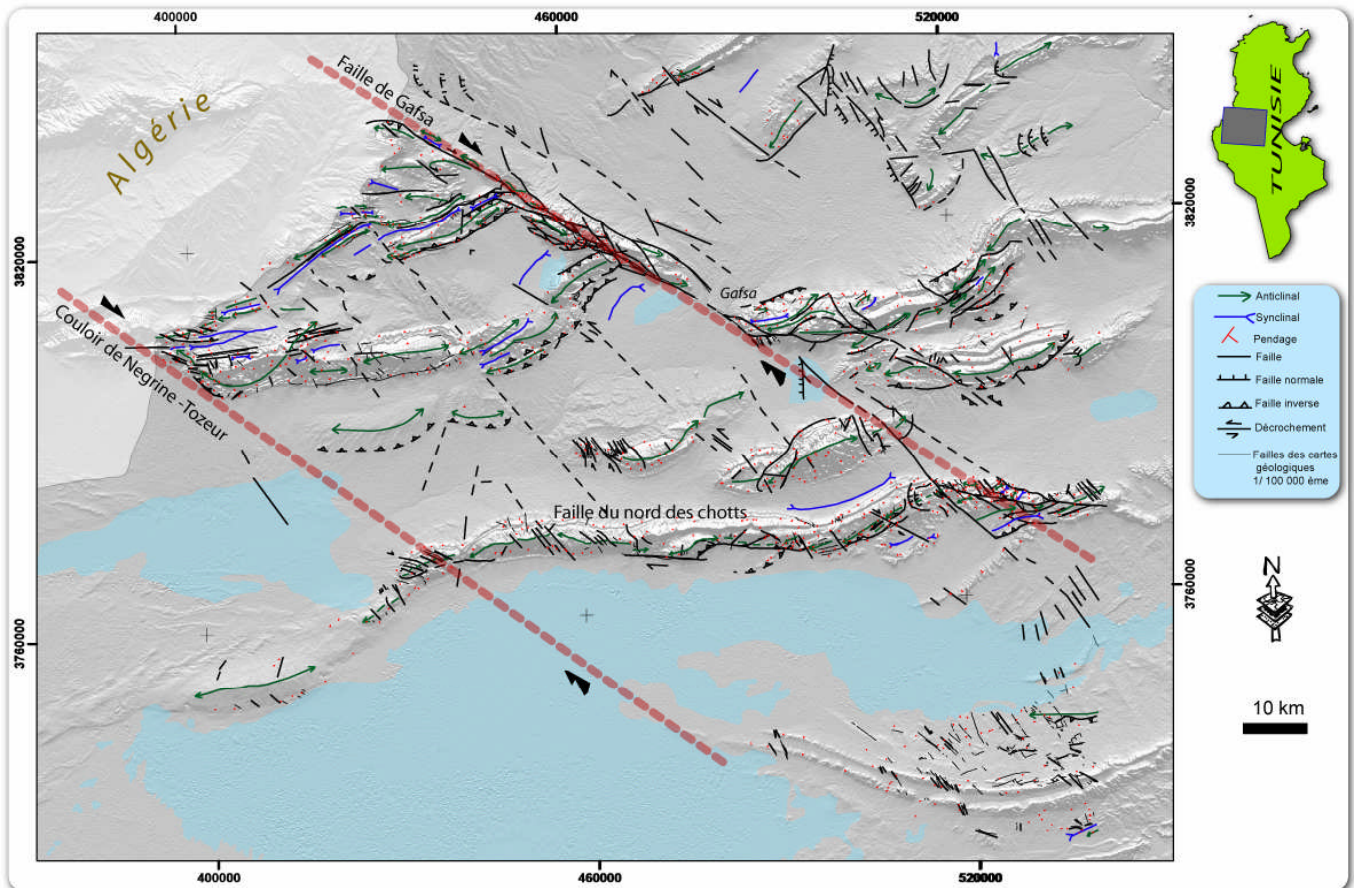


Figure 138: Nouveau schéma structural de la zone d'étude prenant (en considération la bibliographie (Zargouni, 1985 ; Zouari et al., 1990 ; Boukadi, 1994 ; Bedir, 1995 ; Zouari, 1995 ; Hlaïem, 1999 ; Bouaziz, 1995), les cartes géologiques et les analyses morphométriques des données SRTM).

La zone d'étude a subi globalement deux phases majeures de contraintes : une extension jusqu'au Crétacé inférieur, ayant permis la création du bassin de la Téthys, suivie par une compression. En effet, la Tunisie a été soumise à une extension téthysienne généralement N-S qui a eu lieu au cours du Trias, du Jurassique et du Crétacé inférieur. Cette extension est largement exprimée dans l'ensemble des domaines de la Méditerranée (Biju-Duval, 1980 ; Dercourt et al., 1992).

A partir du Crétacé supérieur et durant le Cénozoïque, cette zone se trouve sous l'influence d'un régime compressif en liaison avec le rapprochement des plaques africaine et européenne. Les phases tectoniques, atlasique et alpine, ont affecté la marge africaine en réactivant notamment des structures pré-existantes et aussi en créant diverses déformations complexes le long des failles majeures (Outtani et al., 1995). Ainsi, l'inversion tectonique qui a permis le passage d'un régime distensif vers un régime compressif a réactivé les failles anciennes.

La zone d'étude est marquée par la présence de trois accidents majeurs : la faille NW-SE de Gafsa, la faille E-W du nord des chotts (El Djerid et El Fedjej) et l'accident NW-SE Negrine-Tozeur (*Figure 138*):

- **La faille de Gafsa** (*Figure 138*) est un accident profond datant au moins du Mésozoïque et qui a été réactivée au cours du Cénozoïque (Zouari et al., 1990) entraînant la genèse de la Chaîne de Gafsa. Ainsi, pendant le Jurassique et le Crétacé inférieur, la faille de Gafsa a agi comme une faille à forte composante normale induisant la sédimentation de 3000 m de dépôts sédimentaires dans le compartiment NE. Alors que, pour le compartiment SW de cette faille, l'épaisseur totale de la série du Jurassique et du Crétacé inférieur ne dépasse pas les 1600 m (Bishop, 1988).

Cette tectonique distensive a aussi causé des mouvements salifères à l'aplomb de cet accident (Bedir et al., 1992 ; Boukadi, 1994).

À la fin du Crétacé, une inversion tectonique a eu lieu. La faille de Gafsa apparaît comme un décrochement N120°E de composante dextre suite à l'inexorable remontée du continent africain vers le nord suite à l'ouverture de l'océan atlantique. En conséquence, le bassin de Gafsa-Metlaoui (au SW) est devenu plus subsident, permettant ainsi le dépôt de plus de 3000 m de sédiments pendant la fin du Crétacé et le Cénozoïque. Alors que seulement 1000 m de sédiments sont déposés dans le bassin NE au cours du même intervalle de temps (Hlaïem, 1999).

De point de vue morphostructurale, le système de la faille décrochante de Gafsa transpressive dextre N120°E peut être décrit comme suit :

1- Terminaison NW de la faille décrochante de Gafsa (de la Chaîne de Moulares à J. Bou Ramli): A la partie sud-ouest (Chaîne de Moulares) de la faille sont associés quatre plis anticlinaux (*Figure 138*) disposés en éventail révélés par les reliefs aux pendages inverses opposés. Cette partie est en fort contraste avec le compartiment nord-est de la faille qui est sans relief particulier et caractérisé par une plaine basse et quelques monoclinaux arqués de faible pendage révélant de probables blocs basculés bordés par des failles normales (CN) tangentes au système de la faille de Gafsa.

2- La partie centrale du système de la faille de Gafsa (J. Ben Younes et J. Orbata) : Elle est caractérisée par une zone transpressive, réelle structure en fleur positive révélant des blocs monoclinaux plus au moins découpés formant des blocs soulevés et affaissés (différence avec horsts et grabens car ici les failles sont verticales). Le mouvement dextre est facilement

observable par le décalage transpressif des J. Biadatt et J. Stah situés à proximité du système de la faille de Gafsa.

3- Terminaison SE de la faille dans la zone d'étude : La partie SE du système de faille de Gafsa est caractérisé par la découpe locale des terminaisons périclinales des plis à proximité du décrochement en failles normales conjuguées. Remarquez aussi les décalages des axes de plis, ainsi que les différences de pendage montrant l'étalement local des plis. Enfin, constatez le découpage en oblique par le système de la faille de Gafsa du pli J. Hachichina, l'affinement et enfin le décalage de l'axe anticlinal.

- **La faille du nord des chotts** est un accident majeur de direction E-W. Cette faille contrôle la forte subsidence dans la dépression du Chott où plus de 4000 m de sédiments se sont accumulés durant le Jurassique et le Crétacé inférieur (Ben Ferjani et al., 1990). Cette faille a été ensuite inversée en faille à composante inverse, ce qui a influencé la formation de la chaîne nord des chotts. Cette dernière correspond à un alignement E-W de plis en échelons avec une virgation axiale à son extrémité ouest.

Comme à la faille de Gafsa, la faille Nord des Chott a subi une inversion tectonique qui a débuté durant le Crétacé supérieur et s'est poursuivie au cours du Cénozoïque. Cette inversion a entraîné le soulèvement de la zone de Chotts el Jerid et la subsidence du bassin de Metlaoui au nord. Les rares déformations transpressives, enregistrées le long de cette faille, sont matérialisées par des plis «en échelon» (Zargouni & Trémolières, 1985).

En plus des contraintes tectoniques en relation avec le contexte géodynamique global, l'intervention de l'halocinèse apparaît de grande importance dans la sculpture du paysage actuel, surtout que dans le domaine atlasique, les évaporites du Trias peuvent constituer une semelle de glissement qui facilite le décollement de la couverture. Il faut signaler que le mouvement du sel s'est produit aussi bien pendant les périodes d'extension que pendant les périodes de compression.

Comme on l'a déjà indiqué dans le *Chapitre II - (Aperçu géologique sur l'Atlas méridional de la Tunisie)*, l'âge des formations géologiques, qui affleurent dans la zone d'étude, varie du Trias au Quaternaire.

Mais puisque la série triasique se manifeste comme extrusion diapirique le long des principales structures faillées comme celle de J. "Bou Ramli" qui est affectée par la faille de

Gafsa, l'étude de l'influence de la série du Trias dans le processus de déformation de la surface topographique à travers l'analyse des données de surface paraît très difficile. Afin de mieux comprendre le rôle de la série triasique dans la déformation, plusieurs auteurs (e.g. [Bedir, 1995](#) ; [Hlaiem, 1999](#) ; [Closson, 2003](#) ; [Ahmadi, 2006](#) ; etc) ont effectué l'analyse de sub-surface, à partir de l'interprétation de lignes de sismique-réflexion (dont la technique est présentée dans l'ANNEXE 5). Cette étude leur a permis de mieux localiser les failles et de préciser les périodes de leur (ré) activation. En effet, ces mouvements sont principalement liés à des périodes où les failles majeures du sous-sol ont été réactivées sous des régimes tectoniques variés.

Dans ce contexte, l'interprétation sismique du secteur, réalisée par [Hlaiem \(1999\)](#) à travers l'étude de deux lignes sismiques (NE-SW) à travers la faille de Gafsa, confirme d'importants mouvements halocinétiques associés à la mobilisation des failles majeures enracinées dans le substratum.

En effet, l'analyse de ces deux lignes sismiques traversant les structures de J. "Bou Ramli" et de J. "Ben Younes" montre l'existence de mouvements halocinétiques significatifs qui remontent au début du Jurassique et qui se sont poursuivis pendant le reste de cet interval de temps et le Crétacé inférieur, en témoigne la réduction progressive de l'épaisseur de la série de cette époque du compartiment sud-ouest en direction de la faille de Gafsa. Ce phénomène est bien illustré sur la ligne sismique-réflexion (*Figure 139*) dans la chaîne nord des chotts interprétée par [Hlaiem \(1999\)](#).

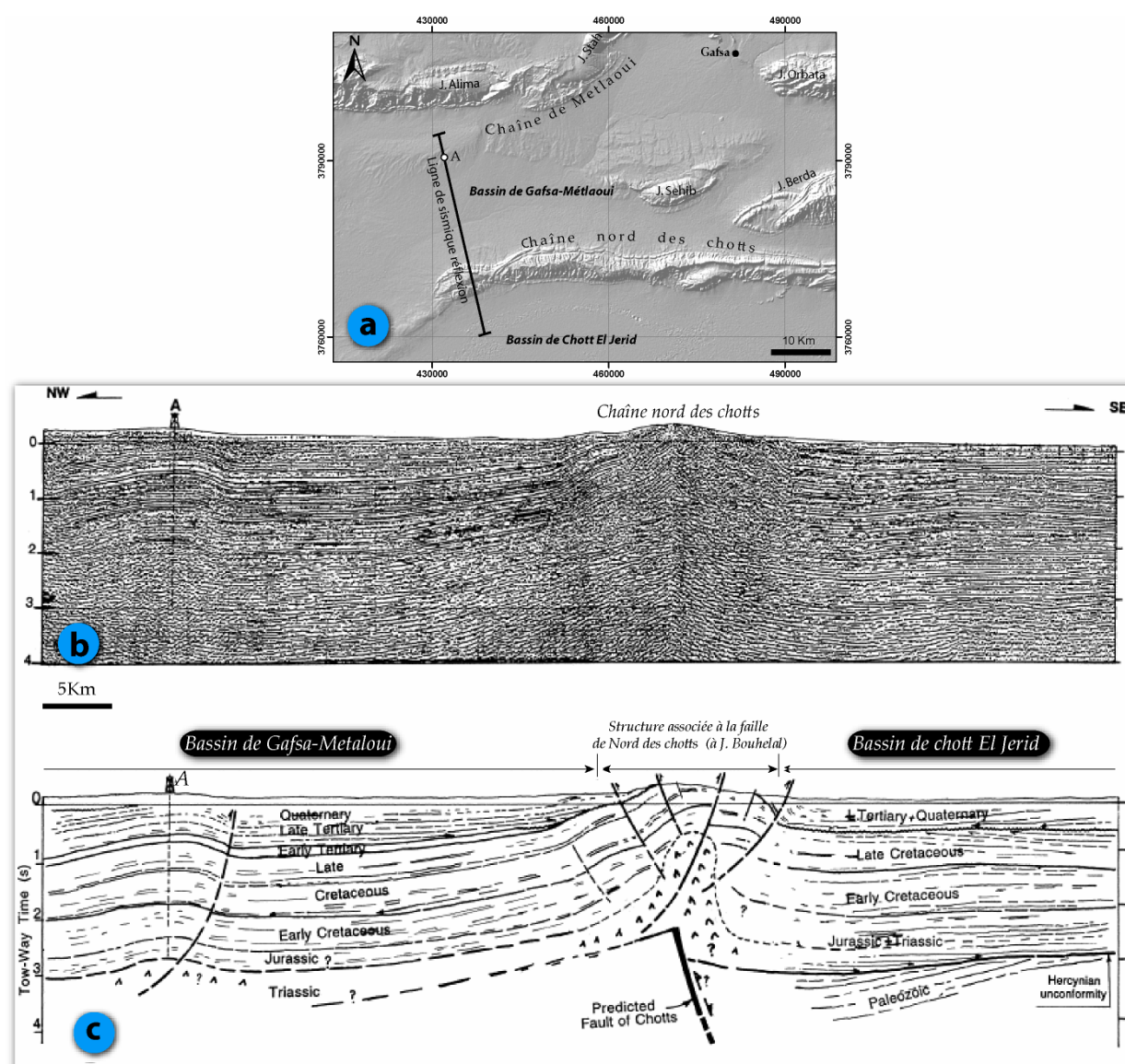


Figure 139: Halocinèse dans la chaîne nord des chotts (Hlaïem, 1999): a- Localisation de ligne de sismique réflexion ; b- Ligne de sismique réflexion traversant la chaîne nord des chotts ; c- Interprétation de la ligne de sismique mettant en évidence la migration des séries triasiques en direction de la faille du Nord des chotts et la variation des épaisseurs des séries mésozoïques.

La remobilisation du sel a été accentuée lors des déformations compressives produites à partir de la fin du Tertiaire jusqu'au Quaternaire et ayant entraîné des mouvements diapiriques le long des structures faillées majeures.

- Couloir de Negrine -Tozeur : ce couloir est orienté N120°E et il est parallèle au couloir de décrochement de la faille de Gafsa. Cet accident tectonique se situe proche de la limite qui sépare deux domaines structuraux différents : le domaine atlasique plissé et la plate-forme saharienne stable. Zargouni (1985) considère cette faille comme un segment de l'accident sud-atlasique. A partir de ce couloir se ramifient trois fractures majeures de second ordre qui sont la

faille de Negrine, la faille de l'oued Jedari et la faille de l'Oued Sennades. Ces différentes branches de failles s'organisent globalement suivant une direction N130-140°E.

L'évaluation de l'angle entre ces différentes ramifications de failles et l'accident principal appuie l'hypothèse du développement progressif d'un couloir de cisaillement avec la mise en place d'une zone décrochante dextre et dont les failles orientées N130-140°E seront assimilées à des failles auxiliaires selon le modèle développé par [Riedel \(1929\)](#). Par conséquence, et puisque la série cisailée est composée de couches et roches accidentées donc de résistivité mécanique faible, elle présentera un potentiel érosif fort, expliquant ainsi les valeurs élevées de la topographie résiduelle.

L'empreinte de ces failles se manifeste par la structuration arquée des plis de voisinage : J. Bliji, J. Alima et J. El Mandra (voir localisation sur *Figure 65*).

D'une manière générale, plusieurs aspects morphologiques peuvent être attribués à un type d'accident tectonique et à un style de déformation, en particulier les formes topographiques liées aux décrochements comme par exemple de la faille de San Andreas (USA) ([Wallace, 1975](#) ; [Wallace, 1990](#)) (*Figure 140*).

Parmi ces aspects morphologiques liés aux décrochements, plusieurs sont observés dans la zone d'étude et exprimés par les indices morphométriques.

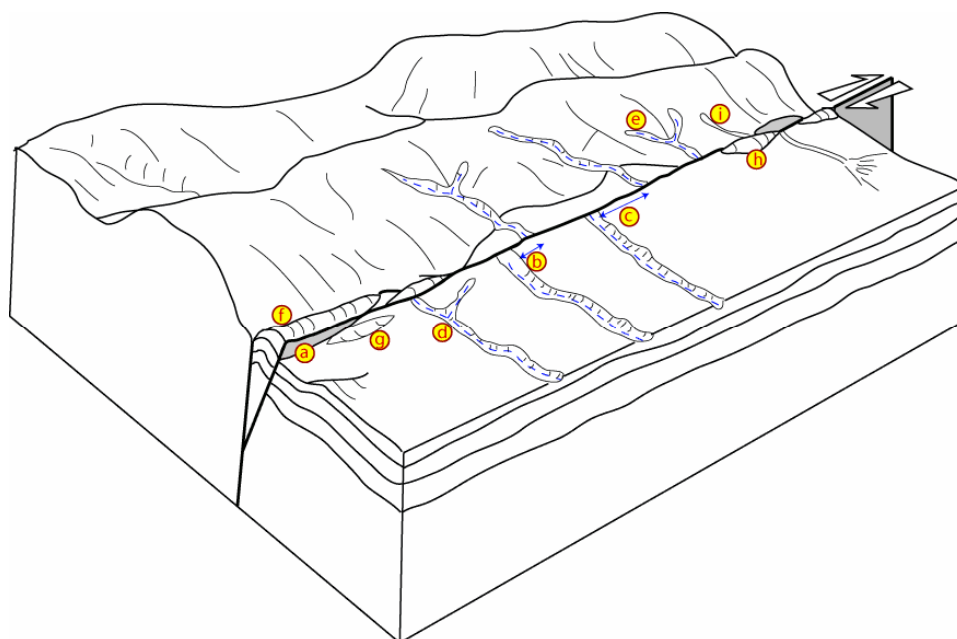


Figure 140: Différents aspects morphologiques liés aux décrochements, d'après l'exemple de la faille décrochante dextre de San Andreas (modifié d'après [Wallace, 1990](#)): a- Escarpement de faille ; b- Décalage de talwegs lié à l'activité de la faille ; c- Décalage cumulé de talwegs ; d- Talweg sans partie amont ; e- Talweg sans partie aval ; f- Rides allongées ; g- Dépression fermée ; h- Relief décalé ; i- Talweg au tracé en baïonnette, en sens inverse du jeu de la faille.

III - Morpho-structurale et indices de déformation récente

Dans cette partie, nous essayerons d'établir le lien entre les paramètres morphométriques et le contexte structural de la zone d'étude.

Parmi les figures structurales recensées à partir du MNT, nous avons choisi de décrire celles qui sont, préalablement, soumis à la tectonique récente en s'appuyant sur l'interprétation des signatures spécifiques des indices morphométriques.

III-1 - Indices de déformation récente de J. Orbata :

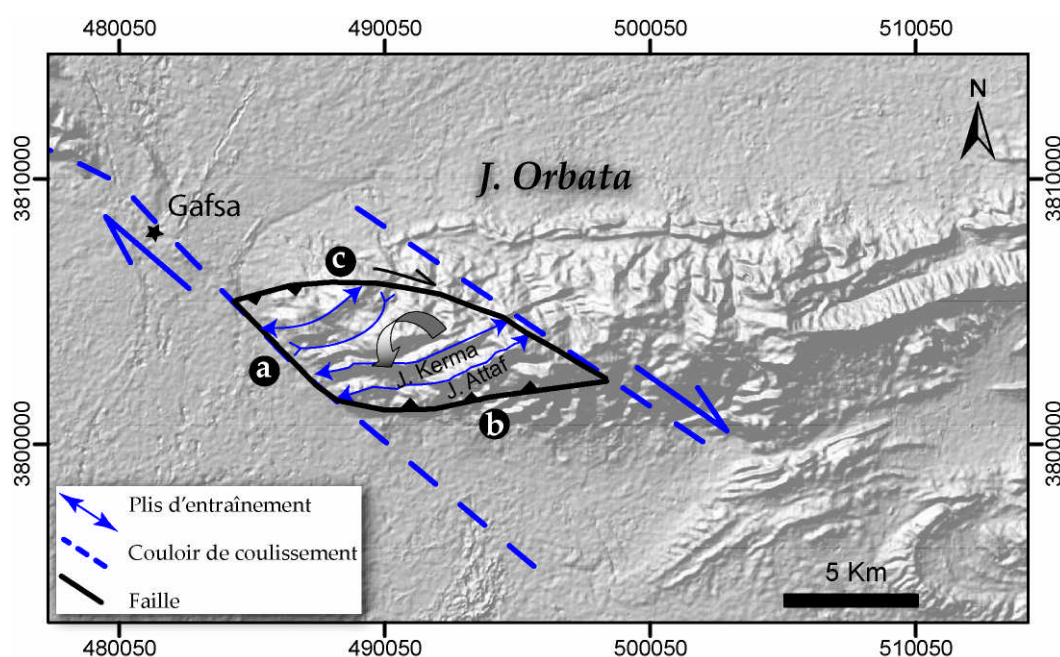


Figure 141 : Formation d'une méga-lentille observée à l'extrémité ouest de J. Orbata et située dans un couloir de décrochement N120°E dextre : a- Faille de Gafsa ; b- Chevauchement de Guettar ; c- Faille de Oued Er Rmel.

D'après la carte de relief calculée à partir des données l'ASTER GDEM (résolution 30×30m), nous pouvons distinguer clairement des structures d'entraînement (J. Attaf et J. Kerma). Ces dernières sont, généralement, des formes morphométriques issues d'une déformation raide de la roche suite à un, ou plusieurs, accident(s) tectonique(s). L'ensemble de ces structures peut s'organiser suivant une « méga-lentille » délimitée par trois failles (Faille de Gafsa, chevauchement de Guettar et la faille de Oued Er Rmel) et située dans le couloir de décrochement dextre de la faille de Gafsa (Figure 141).

Cette disposition montre que l'extrémité ouest du massif d'Orbata a été infléchie, dans des sens inverses des aiguilles d'une montre, autour d'un point médian (cf. Zargouni, 1985).

En revenant aux analyses morphométriques et sismologiques précédemment évoquées, nous remarquons que cette zone est dotée d'une signature spéciale de plusieurs paramètres morphométriques : pente, orientation, courbure, etc. (Figure 142).

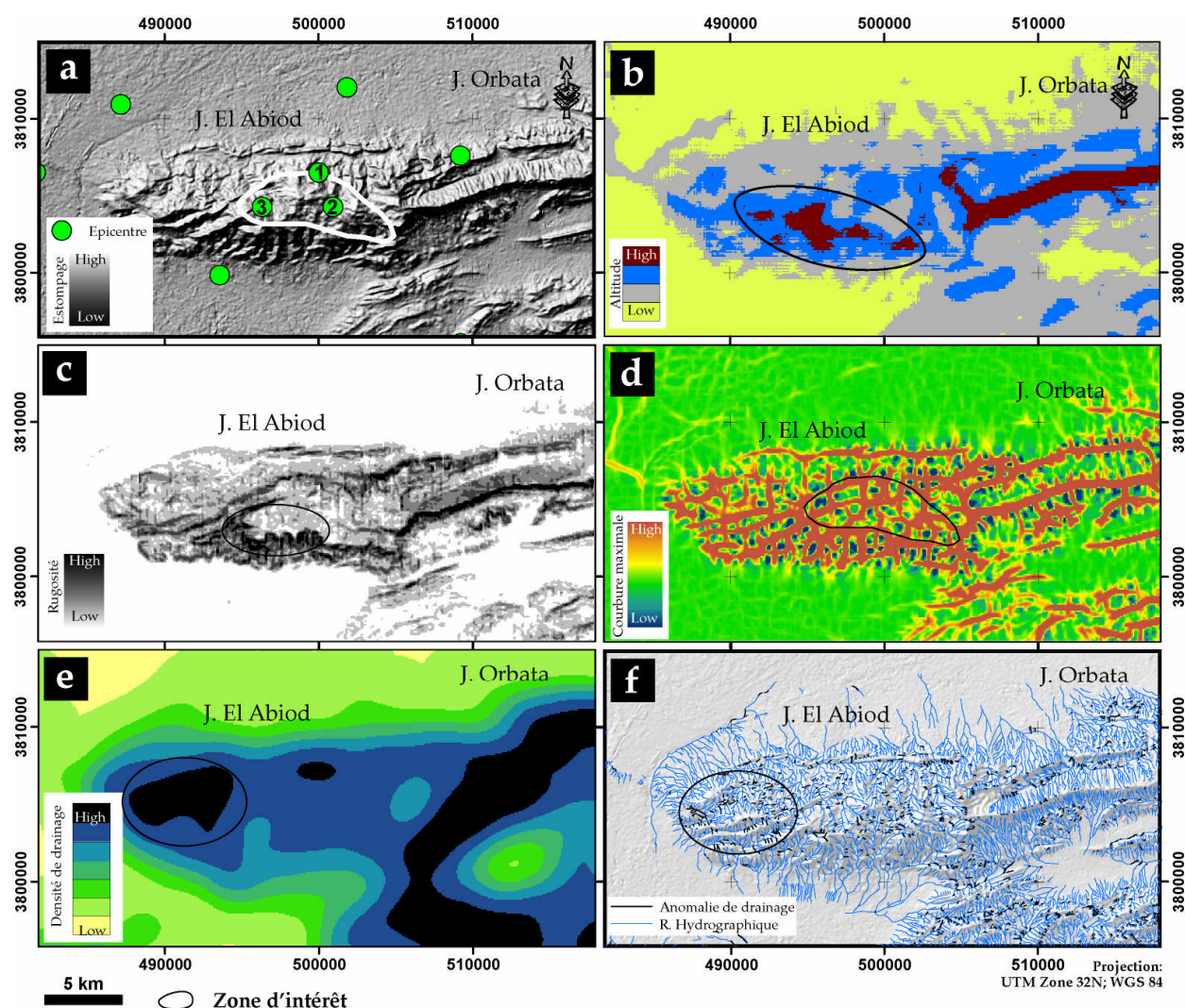


Figure 142: Particularités morphométriques de J. Orbata : a- *Epicentres des événements sismiques (1-03/15/1991, 2-10/25/1997, 3- 01/13/2001)* ; b- *Topographie résiduelle* ; c- *Rugosité* ; d- *Cartographie des courbures maximales* ; e- *Densité de drainage* ; f- *Anomalies de drainage(en noir)*.

En effet, cette zone, située au cœur de J. El Abiod (Chaîne de Gafsa) et dont l'altitude peut atteindre les 1150 m, se distingue des autres compartiments du paysage par (Figure 142) :

- une concentration des épicentres sismiques relativement importante traduisant une activité sismique relativement importante (Figure 142- a) ;
- une topographie résiduelle élevée (Figure 142- b)
- Au sud de J. Abiod, on observe nettement un "repliement" des couches géologiques, à fort indice de rugosité, témoignant d'une phase de déformation compressive élastique qui a abouti à cette configuration structurale (Figure 142- c) ;

- un apparent désordre (multi-direction) des lignes de courbure maximale, délimitant ainsi "une zone de perturbation" située au centre de l'anticlinal (*Figure 142- d*) ;
- une densité de drainage relativement forte (*Figure 142- e*) ;
- une concentration remarquable des anomalies de drainage (*Figure 142- f*)

D'autre part, l'allure convexe des courbes hypsométriques et la valeur des intégrales hypsométriques, relativement élevées ($IH > 0.5$), des bassins versants situés dans cette zone (N°6, 27 et 28 de la *Figure 96*) traduisent l'immatunité du relief où l'érosion est encore intense, témoignant de l'activité tectonique récente et/ou de la faible érosion climatique.

Tous ces indicateurs montrent que cette zone est sous l'influence d'un champ de contraintes situé dans le couloir de décrochement dextre de la faille de Gafsa.

Mais ce comportement tectonique peut s'associer aussi à une migration des évaporites triasiques (*Figure 143*).

En effet, la cartographie géologique réalisée par l'ONM à l'échelle du 1/100 000^{ème} ainsi que les travaux antérieurs ([Zargouni, 1985](#) ; [Zouari et al., 1990](#) ; [Zouari, 1995](#) ; etc.) n'ont pas signalé l'affleurement des matériaux triasiques dans cette région, mais l'interprétation des profils sismiques ont permis à [Bedir \(1995\)](#) et à [Hlaïem \(1999\)](#) de montrer la présence de plusieurs corps triasiques le long de plusieurs failles.

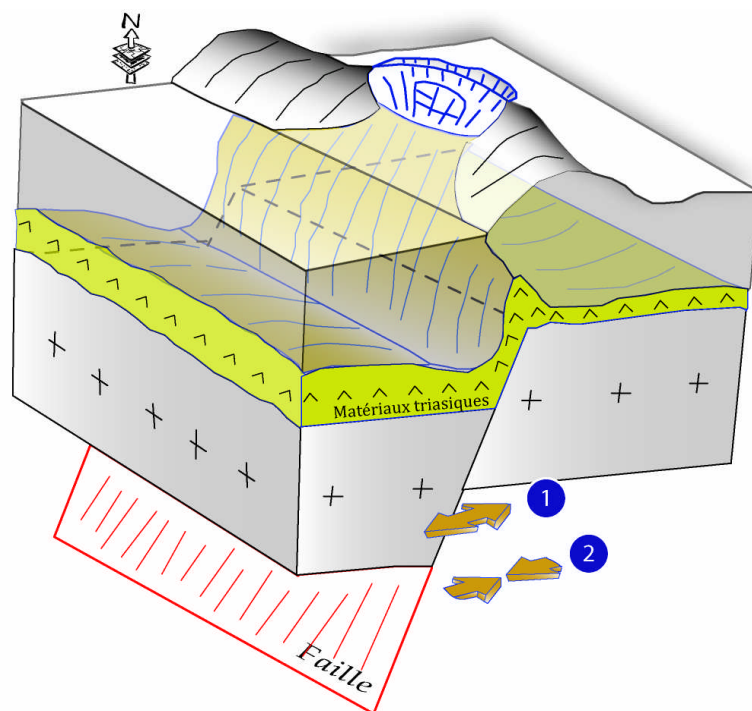


Figure 143 : Modèle de la migration des évaporites triasiques le long de la faille de Gafsa : 1- Phase distensive ; 2- Phase compressive.

Ainsi, ces deux mécanismes (halocinèse et tectonique) traduisent un comportement néotectonique actif dans cette zone et permettent d'expliquer la signature spécifique des indices morphométriques.

III-2 - J. Ben Younes et J. Bou Ramli :

La structure de J. Ben Younes est tronquée obliquement par la faille de Gafsa. Ainsi seul son flanc nord et sa terminaison périnclinale orientale subsistent (Zargouni, 1985).

L'anticlinal de Bou Ramli, situé au sud de la faille de Gafsa, forme un des reliefs les plus importants de la chaîne de Gafsa, tout particulièrement la crête de 1141m (d'après les données SRTM).

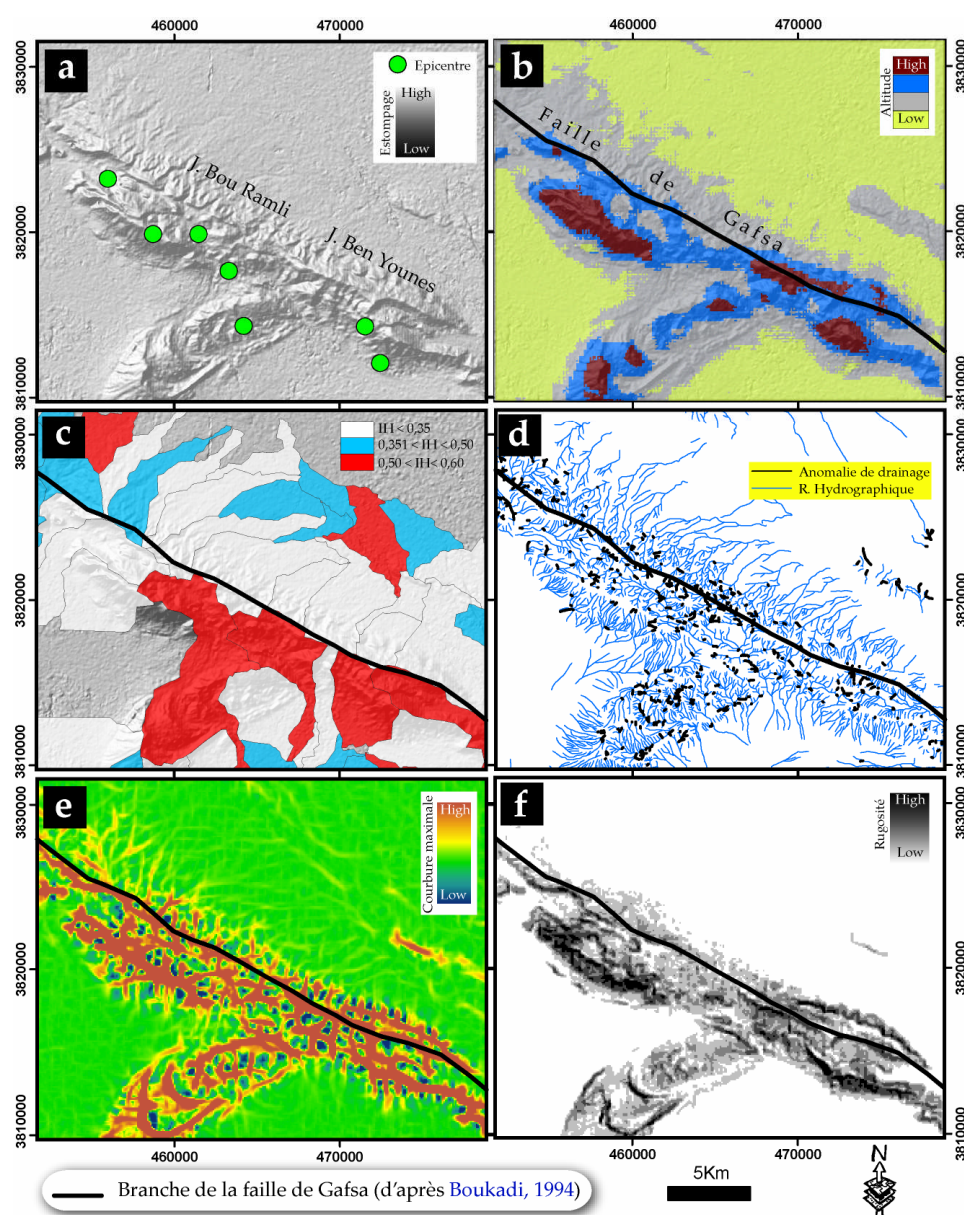


Figure 144: Particularités morphométriques de J. Ben Younes et J. Bou Ramli : a- Epicentres des événements sismiques ; b- Topographie résiduelle ; c- Indice hypsométrique ; d- Anomalies de drainage (en noir) ; e- Cartographie des courbures maximales ; f- Rugosité.

L'étude morphométrique montre que ces reliefs se distinguent par plusieurs empreintes de l'activité tectonique récente (*Figure 144*):

- D'après le catalogue de l' I.N.M., ce secteur a connu sept événements sismiques entre les années 1977 et 2005 avec une magnitude moyenne égale à 4. Les épicentres de ces séismes s'alignent suivant une direction NW-SE (*Figure 144- a*).
- Une topographie résiduelle élevée qui peut atteindre 470 m sur le flanc sud de J. Bou Ramli (*Figure 144- b*).
- Le calcul de l'Indice Hypsométrique relatif aux bassins versant de ce secteur montre que les bassins versants, situés sur les flancs sud-ouest des structures de J. Ben Younes et J. Bou Ramli, sont dotés d'un indice hypsométrique élevé. Leur adjonction permet de constituer une zone qui peut être qualifiée d'immature. La corrélation avec la couverture tectonique de la l'Atlas méridional de la Tunisie permet de déduire que ces valeurs élevées d'IH sont situées à l'ouest de la faille de Gafsa (*Figure 144- c*). Ainsi, le jeu récent de cette faille peut expliquer la « jeunesse » du relief dans cette zone ainsi que la faiblesse de l'érosion climatique par rapport à la déformation active.
- L'analyse du réseau hydrographique de ce secteur montre la fréquence des anomalies de drainage qui peut surgir après la réactivation d'une, ou plusieurs, branche(s) de la faille de Gafsa, induisant ainsi la déformation du relief et la mise en place de ces anomalies (*Figure 144- d*).
- Les crêtes de deux structures montrent une courbure maximale très élevée, alors que celle des flancs NE varie de très faible à moyen (*Figure 144- e*).
- Les flancs sud-ouest de ces deux structures sont dotés d'une rugosité importante exprimée par un indice de rugosité Se/Sp (ratio entre la surface effective du terrain et la surface planimétrique) élevé et égal à 1.77. Cette rugosité peut traduire un fort potentiel érosif (*Figure 144- f*).

IV - Conclusion :

Une identification des failles à jeu récent (néotectonique) a été réalisée dans l'ensemble de l'Atlas méridional de la Tunisie. Les analyses morphométriques ainsi que l'activité tectonique ont permis de confirmer une activité récente de la faille de Gafsa.

En effet, la cinématique de la faille de Gafsa se prononce clairement à travers les paramètres morphométriques en laissant ses empreintes sur trois structures, situées de part et d'autre de cet accident : J. Orbata, J. Ben Younes et J. Bou Ramli.

Ainsi, l'interprétation structurale des indices de déformations néotectoniques peuvent former une preuve de l'activité de cette faille, mais aussi de l'activité halocinétique qui se révèle sous plusieurs aspects : e.g., emboîtement de couches surtout dans la chaîne de Gafsa. En effet, nous insistons particulièrement sur la relation entre le mouvement du sel et la variation des paramètres morphométriques, confirmant ainsi, la relation étroite qui existe entre la morphostructuration de surface et les structures profondes.

La corrélation entre les indices morphométriques et la couverture des cartes géologiques a permis de constater que quelques anomalies morphométriques sont dues à des variations lithologiques sur le terrain. Finalement, le schéma structural que nous adoptons nous permet de considérer que la structure de la zone d'étude est sous l'influence de deux failles majeures qui fonctionnent en décrochement dextre lors de la compression NW-SE.

Interférométrie radar

TROISIEME PARTIE : Interférométrie radar

<i>Chapitre I - Notions et principes de l'Interférométrie Radar.....</i>	<i>205</i>
<i>Chapitre II - Application sur l'Atlas méridional de la Tunisie.....</i>	<i>231</i>

Comme on l'a déjà développé dans la *première partie - Contexte sismo-tectonique*, la sismicité qui jalonne la Tunisie montre que la déformation tectonique y est active. Cette déformation est généralement interprétée comme le résultat de la convergence Afrique/Eurasie, mais les mécanismes liant la cinématique à la déformation récente observée ne sont pas encore clairement établis.

En particulier, à l'échelle de l'Atlas méridional de la Tunisie, on connaît mal les conditions cinématiques aux limites, la distribution de la déformation entre les structures actives majeures et le taux de glissement sur les failles actives. L'accès à ces connaissances passe, en particulier, par la mesure directe des déplacements et des déformations crustales.

Plusieurs moyens ont été conçus, développés puis exploités pour pouvoir surveiller et contrôler les déplacements topographiques :

- ✚ **GPS différentiel** : système de mesure de positionnement par satellite qui permet d'avoir en permanence la position d'un point et donc d'observer des mouvements millimétriques du sol.
- ✚ **Inclinomètre** : c'est un instrument automatisé permettant la mesure continue de l'inclinaison du sol en un point et par conséquent il permet de détecter les variations très faibles de pente ([Anderson, 1936](#)). Il existe un grand nombre de type d'inclinomètres, tous basés sur la mesure d'un écart à la direction de la pesanteur terrestre et sur les

méthodes pour coupler l'instrument avec le sol (Beauducel, 1998). Les meilleures stations atteignent des précisions de 10^{-8} rad (équivalent à une élévation de 1 mm sur une distance de 100 Km).

- ✚ **Extensomètre** : c'est un instrument qui mesure en permanence l'écartement des bords d'une fissure, mais aussi le cisaillement et le décrochement d'une faille permettant ainsi une mesure du mouvement en trois dimensions. Cet instrument est largement utilisé pour contrôler l'activité des failles et les volcans (e.g. Malet et al., 2002).
- ✚ **Distancemètre** : c'est un instrument qui émet régulièrement un rayon infrarouge vers les différents prismes réfléchissants installés sur la zone à contrôler. La mesure du temps, écoulé entre l'envoi et le retour de l'onde, permet de mesurer, avec une précision millimétrique, la distance entre l'émetteur et le réflecteur.

Ces types de mesure sont couramment exploités pour l'étude des déformations des volcans dans l'objectif de se renseigner sur leurs structures profondes et superficielles et aussi pour les études tectoniques et géodynamiques (e.g., Beauducel, 1998 ; Malet et al., 2002 ; Fix & Burt, 1995 ; Meyer et al., 2007). Néanmoins, ces "instrumentations au sol" sont fréquemment confrontées aux problèmes de perturbations par des paramètres extérieurs (e.g. averse, température), ce qui limite leurs utilisations à certaines conditions et sur certains terrains. Et puisque ces différents instruments fournissent des mesures ponctuelles et très locales, leurs implantations se basent, généralement, sur des observations sur le terrain ou sur des travaux ultérieurs renseignant sur les zones préalables à subir une déformation (faille active, Volcan). Dans notre cas, et devant la grande étendue de la zone d'étude et le manque d'informations sur les zones exactes suspectes de contenir des déformations (qui présentent des indices de déformation récentes), nous nous sommes orienté vers une autre méthode qui offre une couverture géographique étendue et homogène et des mesures surfaciques et non pas ponctuelles: la télédétection et plus précisément la technique de l'interférométrie radar DInSAR développée depuis les années 1970 (Graham, 1974).

Chapitre I - Notions et principes de l'Interférométrie Radar

Le premier objectif de ce chapitre est de poser, brièvement, les bases de l'imagerie radar nécessaires à la compréhension de l'information contenue dans les images ROS (Radar à Ouverture Synthétique) tout en citant ses avantages et ses défauts. Le deuxième objectif sera d'évoluer vers les notions de l'interférométrie radar et ses domaines d'applications à partir des exemples concrets.



L'abréviation anglo-saxonne **SAR** (Synthetic Aperture Radar) correspond à **ROS** (Radar à Ouverture Synthétique)

I - L'image radar

Depuis le satellite Spoutnik, lancé le 4 Octobre 1957 par l'Union Soviétique, plus de 5 500 satellites ont gravité ou gravitent toujours autour de la Terre dans l'objectif de collecter différents types d'informations. Parmi ces satellites figurent ERS1&2 qui servent de plate-forme de plusieurs appareillages : Radar à Synthèse d'Ouverture en bande C, Radiomètre passif (ATSR), un Altimètre radar en bande Ku (**Kurtz-under**), etc.


Mais avant d'aborder la technique radar, il nous paraît intéressant d'exposer quelques concepts de la télédétection pour pouvoir justifier, par la suite, le choix de l'utilisation d'une méthode ou d'une autre.

La télédétection est présentée par le Centre Canadien de Télédétection (<http://www.ccrs.nrcan.qc.ca/>) comme l'ensemble des techniques qui permettent, par l'acquisition d'images, d'obtenir de l'information sur la surface de la Terre (y compris l'atmosphère et les océans), sans contact direct avec celle-ci. La télédétection englobe tout le processus qui consiste à capter et enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et analyser l'information qu'il représente, pour ensuite mettre en application cette information.

En Sciences de la Terre, les produits les plus fréquemment utilisés sont l'imagerie optique et l'imagerie radar qui sont acquises par deux méthodes différentes :

Le système radar (*Figure 145- a*) exploite la différence de distance radar-objet, expliquant ainsi la prononciation du relief sur l'image radar (comparaison entre *Figure 145-a'* et *Figure 145 - c*). Sur ce type d'image, le premier pixel correspond à la réponse de l'objet le plus proche au capteur (dans ce cas, cercle jaune nommé C), par la suite si deux objets sont situés à une même distance apparente (d), ils ne seront pas distingués.

En optique (*Figure 145- b*), les images sont semblables à ce que nous pouvons voir à l'oeil humain. Pour pouvoir distinguer deux objets, cette technique exploite la différence d'angle d'incidence de l'onde renvoyée (α) par les objets en direction du capteur. Dans ce cas, le premier pixel correspond au cercle bleu A.

 Les images optiques, précisément les scènes LANDSAT, sont exploitées précédemment dans ce manuscrit pour la mise à jour des cartes géologiques *Figure 43*.

Ainsi, pour une même zone d'étude, l'organisation des pixels, représentant les objets du terrain, peut varier selon le mode d'acquisition : la géométrie de l'image sera alors différente (entre a' et b').

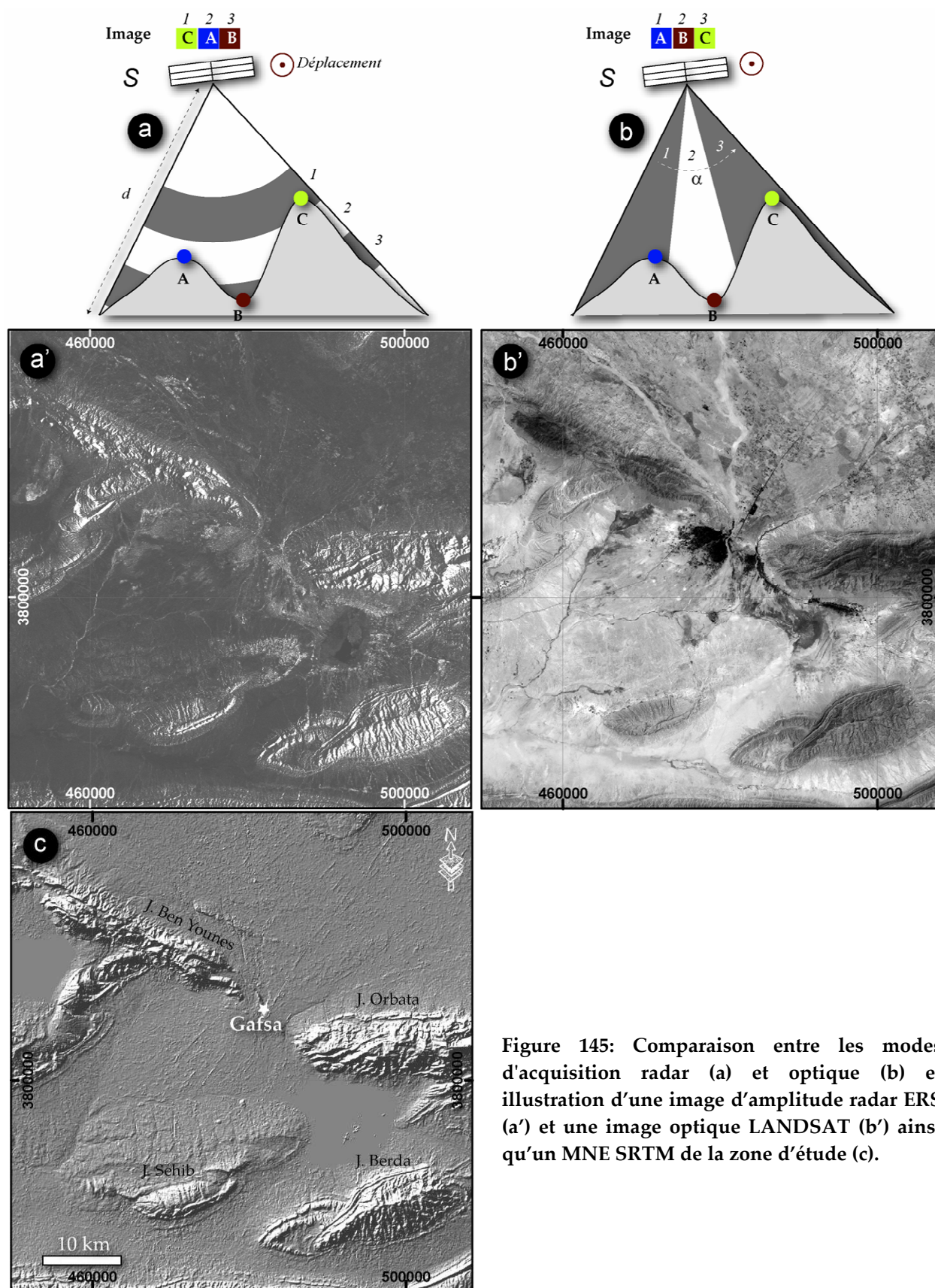


Figure 145: Comparaison entre les modes d'acquisition radar (a) et optique (b) et illustration d'une image d'amplitude radar ERS (a') et une image optique LANDSAT (b') ainsi qu'un MNE SRTM de la zone d'étude (c).

I-1 - Bases physiques

Le concept de repérer un objet à distance est déclenché au début du 20^{ème} siècle par [Christian HÜLSMEYER](#) en appliquant les lois de l'électromagnétisme de [James Clerk MAXWELL](#) présentées en 1864 et en utilisant les ondes électromagnétiques découvertes par [Heinrich Rudolf HERTZ](#) en 1888. Mais ce n'est qu'en 1934 que cette idée a été expérimentalement matérialisée à travers la création du **RADAR** (en anglais "Radio Detection And Ranging" ; en français "détection et distance par la radio").

Rappelons toutefois que le Radar est une invention française d'après le brevet d'invention déposé au nom de "la Compagnie générale de Télégraphie sans fil"/France, au 20 juillet 1934, sous le nom de "Nouveau système de repérage d'obstacles et ses applications". Ce brevet identifie cette invention comme un système de repérage des obstacles constituant une application nouvelle des ondes radio-électriques très courtes.

Par la suite, le principe du radar est fondé sur les principes de propagation électromagnétique et il consiste à exploiter les ondes électromagnétiques émises par une antenne dans une direction donnée et à capter, au retour, l'onde réfléchiée par l'obstacle. La production de cette onde est fondée sur le principe qu'un conducteur parcouru par un courant électrique alternatif produit un champ électromagnétique qui rayonne dans l'espace environnant ([Elachi, 1988](#) ; [Lewis & Henderson, 1998](#)). Ainsi, un ensemble de conducteurs élémentaires, traversé par des courants variables puissants forme une antenne radio émettrice. Au niveau du radar, l'antenne qui joue le rôle du conducteur, est fixée sur une face latérale du porteur que ce soit un avion ou un satellite.

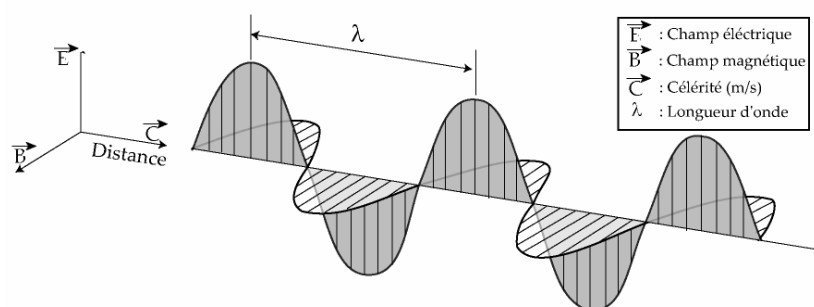


Figure 146: Configuration d'une onde électromagnétique ([Lillesand et Kiefer, 1987](#)).

Une onde est un phénomène physique se propageant et qui se reproduit identique à lui-même un peu plus tard dans le temps et un peu plus loin dans l'espace. Cette onde peut être définie par sa longueur d'onde λ et sa fréquence f qui exprime le nombre d'oscillations par unité de temps (s^{-1} ou Hz) (*Figure 146*). La fréquence et la longueur d'onde sont inversement

proportionnelles, une fréquence importante implique une courte longueur d'onde et vice versa (éq. 18).

$$\lambda = \frac{c}{f}$$

éq. 18

Avec c la célérité est la vitesse de propagation de l'onde dans le vide.

En imagerie radar, les fréquences (f) utilisées varient entre 0,3 et 300 GHz sur le spectre électromagnétique (Figure 147) ; dans le cas de capteur ERS1, $f = 5,3\text{GHz}$: Bande C. Ce paramètre est de grande importance et dépend des objectifs convoités. En effet, l'utilisation des longueurs d'ondes importantes ne permet pas de distinguer les objets ayant des tailles inférieures à celles-ci. Par contre, les courtes longueurs d'onde sont plus exposées aux perturbations atmosphériques. Pour cette raison, les systèmes radar sont souvent équipés de plusieurs antennes opérant à des fréquences différentes.

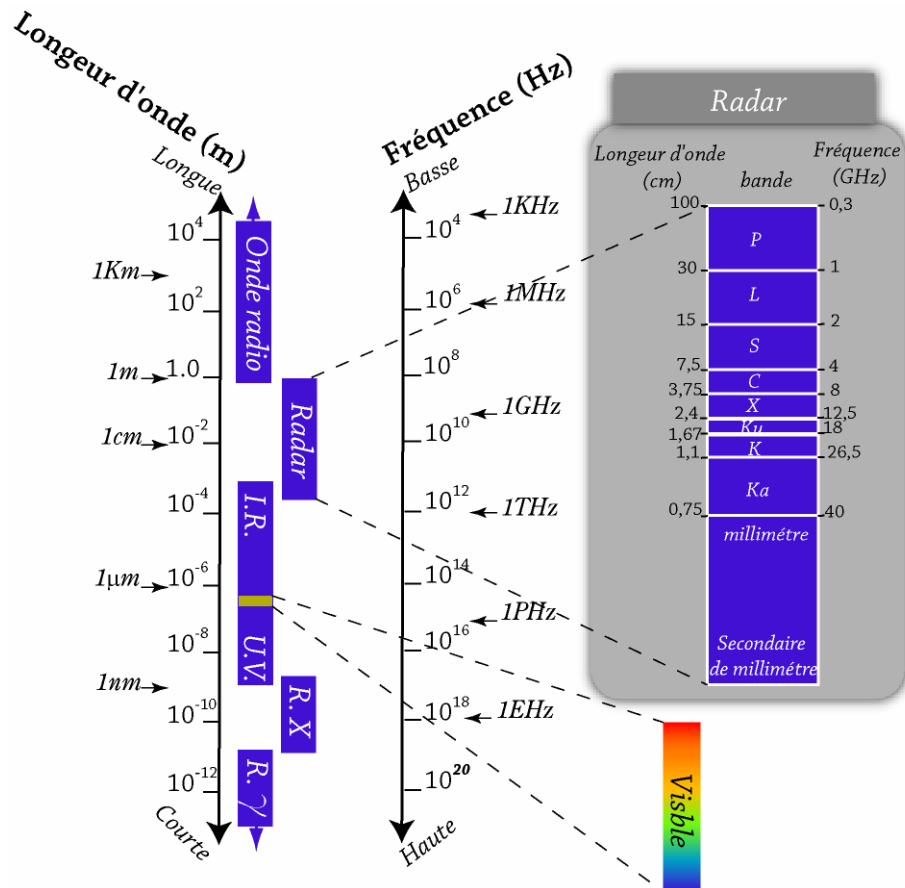


Figure 147: Spectre électromagnétique (1GHz=10⁹ Hz).

Autre que la longueur d'onde, la nature de l'information délivrée par l'image radar dépend énormément de l'orientation du champ électromagnétique de l'onde : la polarisation.

La polarisation est donc la propriété qui décrit l'évolution de la direction du champ électrique \vec{E} d'une onde plane au cours du temps. Lors de la propagation de cette onde, les composantes E_x et E_y du champ électrique permettent de décrire une ellipse (Born et Wolf, 1980).

Cette dernière est définie par son amplitude, son angle d'ellipticité, son angle d'orientation et sa phase absolue [les détails de ces paramètres sont largement détaillés dans d'autres travaux (eg., Born et Wolf, 1980 ; Lewis & Henderson, 1998 ; Lardeux, 2008 ; etc.).

En télédétection, deux cas particuliers sont fréquemment présentés : les polarisations linéaires et les polarisations circulaires. Les polarisations linéaires décrivent un champ \vec{E} se propageant le long d'une seule direction, tandis que les polarisations circulaires décrivent un champ \vec{E} dont l'extrémité trace un cercle lors de sa propagation.

Mais le domaine de l'observation radar ne s'intéresse qu'aux polarisations linéaires qui sont, soit de type Horizontal (le champ \vec{E} est parallèle à la surface éclairée), soit vertical (le champ \vec{E} est dans un plan orthogonal à la surface éclairée). A ce stade, il faut distinguer deux cas : polarisation simple et polarisation croisée.

Dans la plupart des cas, un système radar est conçu pour émettre et recevoir une polarisation donnée. Par conséquence, et en se basant sur les combinaisons de polarisations de transmission et de réception, les données enregistrées peuvent être à simple polarisation : HH (émission et réception en polarisation horizontale) ou VV (émission et réception en polarisation verticale) ; ou à polarisation croisée : HV (émission en polarisation horizontale et réception en polarisation verticale) ou VH (émission en polarisation verticale et réception en polarisation horizontale).

I-2 - Notions de base de l'image radar

Les radars sont des détecteurs actifs : ils emploient leurs propres source d'illumination du terrain et peuvent opérer les jours nuageux ou pendant la nuit. En outre, ils ne sont pas, ou peu, influencés par la météo. Ces caractéristiques favorisent leurs utilisations dans des applications cartographiques avec une faible illumination (latitudes élevées en hiver) ou dans les secteurs avec une importante obscurité (zones tropicales).

I-2-a - Principe d'acquisition de l'image radar

Pour la compréhension des principaux paramètres liées à l'imagerie radar et qui peuvent servir dans cette étude, nous nous sommes inspiré principalement des travaux des thèses de Pathier (2003) ; Amberg (2005) ; Petit (2004) et des cours de Riazanoff (2004).

L'acquisition des données se fait à partir d'un capteur RADAR (**RA**dio **D**etecting **A**nd **R**anging) monté sur une plate-forme aéroportée ou, embarqué sur un satellite qui suit une trajectoire rectiligne. Le fonctionnement du RADAR se résume à l'émission des trains d'impulsions d'ondes hyperfréquences qui se propagent dans l'air à la vitesse de la lumière (300 000 Km/s), dans une polarisation donnée et avec une direction oblique à la scène. Les ondes sont réfléchies par un objet et reviennent comme écho permettant ainsi la formation de l'image. En mesurant le temps écoulé entre l'émission de la pulsation et le retour de l'écho, Le RADAR détermine l'éloignement de la cible (*Figure 148*).

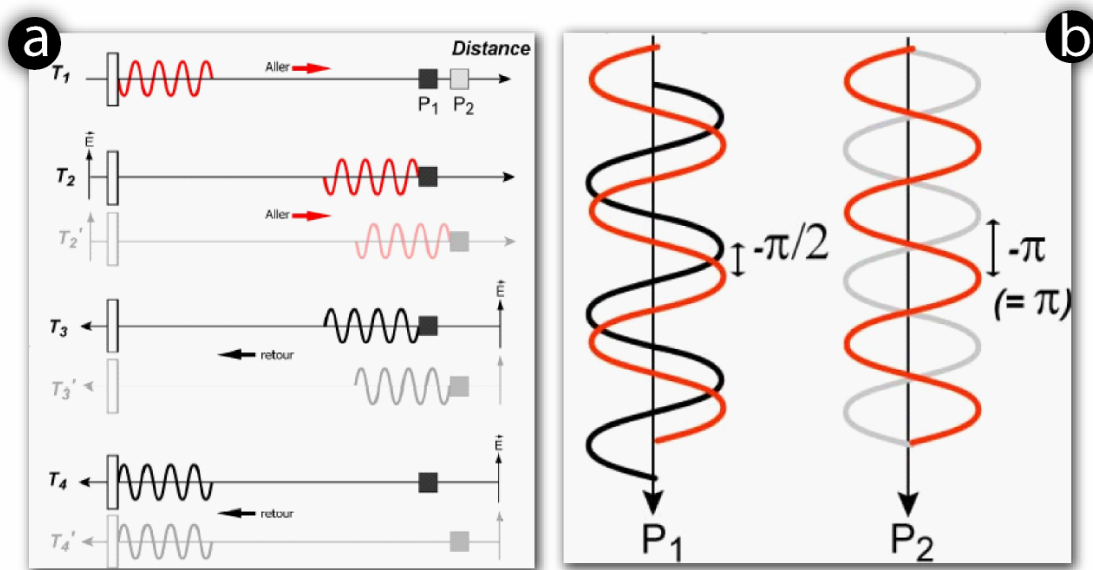


Figure 148: La mesure de la phase par le radar (Pathier, 2003): **a-** Illustrations des différentes étapes du trajet aller-retour de l'onde, **b-** La phase mesurée par le radar correspond au décalage entre la phase du signal transmis et la phase du signal rétrodiffusé.

Conventionnellement, l'image radar est définie par "l'azimut" qui est la direction de déplacement du porteur, et "la distance" qui est la direction perpendiculaire à cette direction, correspondant à la seconde dimension de l'image. La projection perpendiculaire au sol de la trajectoire de vol forme le nadir. Le fauchée définie la largeur de l'image (*Figure 149*).

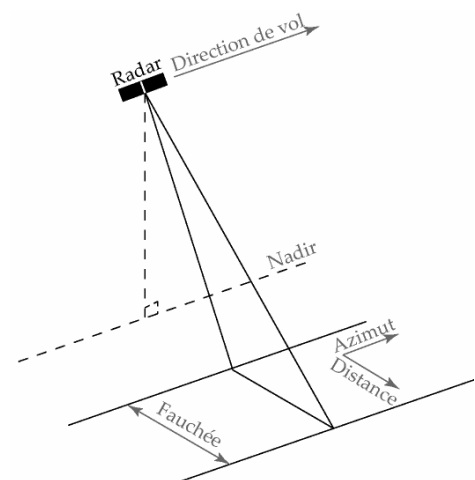


Figure 149: Principe du radar imageur à visée latérale.

Chaque image radar est identifiée grâce aux : N° du quadrant, N° du Trace et N° de l'orbite (*Figure 150*).

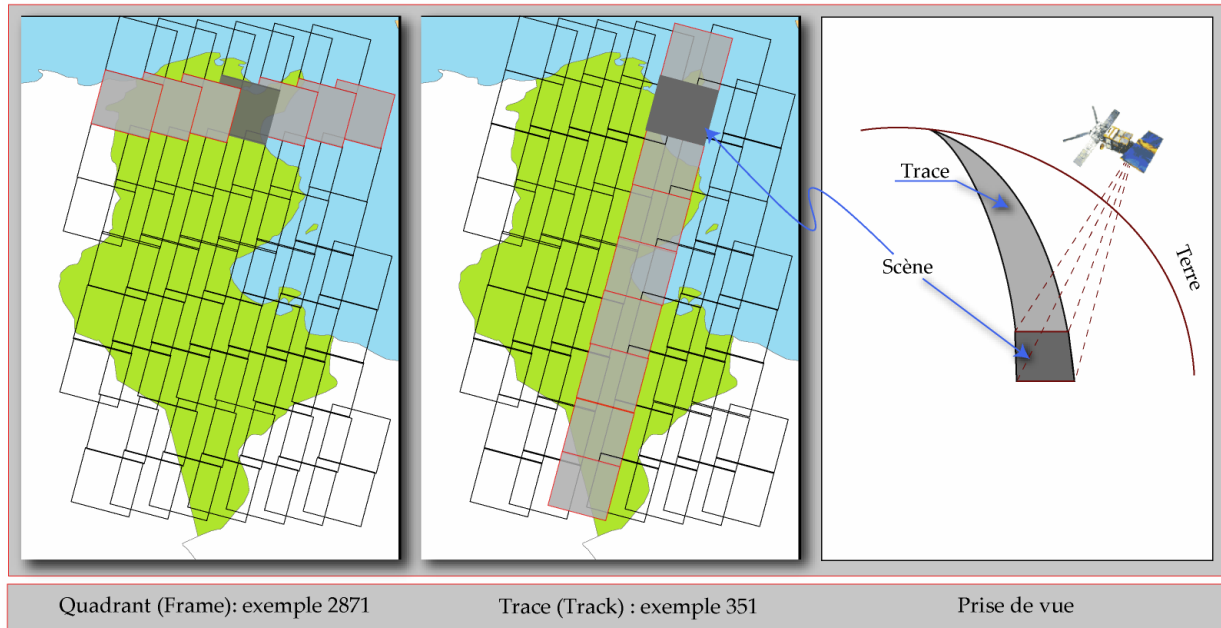


Figure 150: Quadrant (Frame) et Trace (Track) d'une image radar.

Du point de vue opérationnel, pour constituer une image, le radar fonctionne successivement en mode émission puis réception : à un instant " t " donné, une impulsion d'une certaine durée τ est émise. Le capteur bascule ensuite en mode réception et enregistre, pendant une certaine durée Δt , les échos renvoyés par la scène observée. Cet enregistrement correspond à la 1^{ère} ligne de l'image. Après une durée égale à $1/\text{FRI}$ (avec la **FRI** la Fréquence de Répétition des Impulsions) le capteur bascule à nouveau en mode émission et une ligne est enregistrée. Entre l'instant " t " et $(t + 1/\text{FRI})$, le porteur, de vitesse " v ", s'est déplacé d'une distance " v/FRI ", ce qui permet le balayage des colonnes de l'image (Amberg, 2005).

L'image radar résultante sera alors une grille pixellisée où chaque pixel est défini par une valeur d'amplitude (information radiométrique) et une valeur de phase (information géométrique), d'où la complexité de l'information contenue dans l'image. Ainsi, chaque pixel de l'image obtenue est constitué d'un signal complexe (s) de la forme (éq. 19):

$$s = Ae^{i\varphi}$$

éq. 19

Où A est l'amplitude du signal rétrodiffusé et φ sa phase.

❖ **L'amplitude** représente la capacité du sol à rétrodiffuser l'onde radar de façon plus ou moins forte en direction du satellite. Plus l'amplitude du pixel sera élevée, meilleure sera la qualité du signal fourni par celui-ci.

L'amplitude du signal est fonction, d'une part, de paramètres liés au capteur (fréquence, polarisation, angle d'incidence) ; et d'autre part, des propriétés de la surface (rugosité à l'échelle

de la longueur d'onde, géométrie du réflecteur exprimé par exemple par la pente de la surface ou par l'effet des coins, propriétés diélectrique de la surface).

Ainsi, une image radar, et à travers l'information véhiculée par l'onde reçue par le capteur, peut nous renseigner sur la surface éclairée du point de vue de la "rugosité" par exemple.

Les premiers travaux sur la diffusion d'ondes par des surfaces rugueuses ont été réalisés par [Rayleigh](#) en 1877. Ces travaux menèrent au critère de Rayleigh, permettait de déterminer le degré de rugosité d'une surface ([Rayleigh, 1907 ; 1945 ; Petit, 2004](#)). La rugosité, d'un point de vue électromagnétique, d'une surface dépend des hauteurs de la surface, et elle est relative à la longueur d'onde incidente ([Rayleigh, 1945](#)). En effet, la rugosité est quantifiée par le déphasage entre deux rayons incidents de même angle d'incidence θ_i sur la surface en deux points d'altitudes h_1 et h_2 .

Selon le critère de Rayleigh, une surface est dite lisse par rapport à une longueur d'onde λ sous une incidence θ_i si l'écart type des hauteurs de la surface Δh est inférieur à $\frac{\lambda}{8\cos\theta_i}$.

Ce concept a été largement détaillé et exploité par plusieurs auteurs dont on cite [Pinel \(2006\)](#) ; [Josset \(2009\)](#) ; [Onier \(2007\)](#) ; [Ait Braham \(2007\)](#) ; etc.

Le degré de rugosité d'une surface est étroitement lié à la notion de coefficient de rétrodiffusion. Rappelons toutefois que le coefficient de rétrodiffusion permet de caractériser la puissance avec laquelle les différents éléments de la scène ont réfléchi l'onde incidente (*Figure 151*) ; il correspond au pourcentage d'énergie incidente qui est renvoyée vers le capteur ([fjortoft, 1999](#)).

Ainsi, dans le cas d'un terrain lisse, par exemple, l'onde sera presque entièrement réfléchie, et la composante rétrodiffusée sera faible, si bien que le sol apparaîtra obscur sur l'image radar. Par contre, dans les zones urbaines, la fréquence des "réflecteurs coin" est responsable du renvoi d'une grande partie du signal en direction du radar, par la suite, ces zones apparaîtront claires sur l'image.

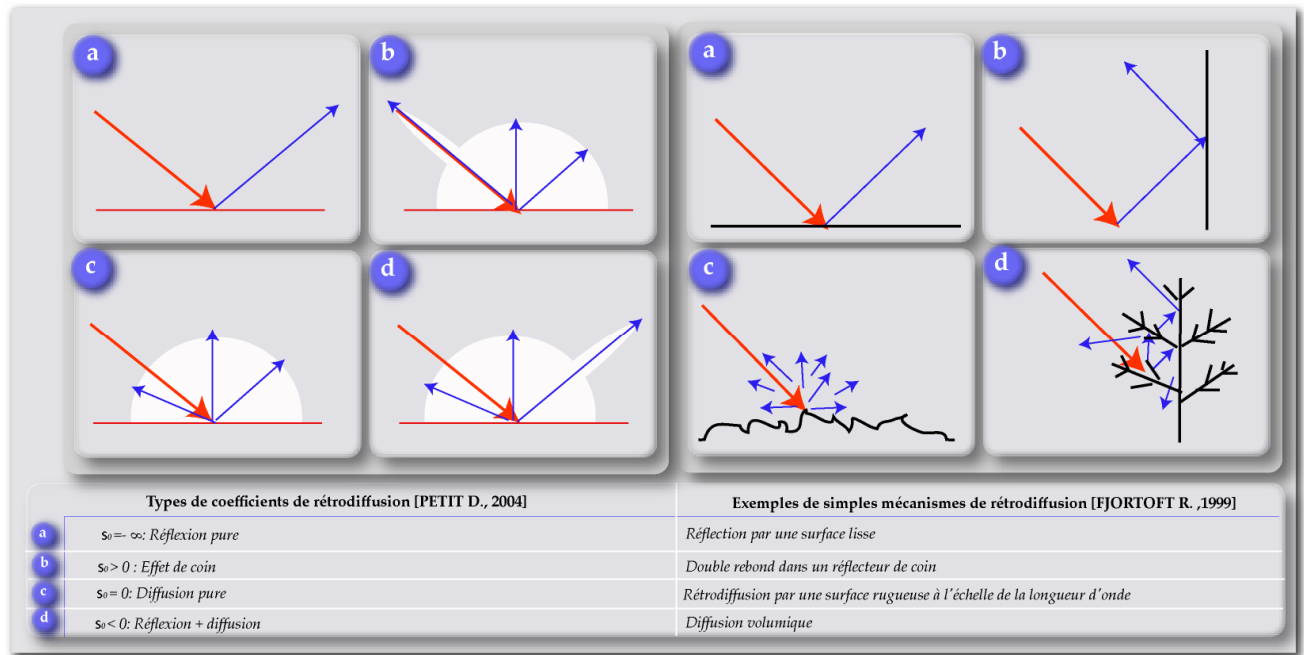


Figure 151: Types de coefficients de rétrodiffusion (Petit, 2004) et exemples de simples mécanismes de rétrodiffusion (Fjortoft, 1999).

❖ La phase $\Delta\varphi$ correspond au déphasage entre le signal rétrodiffusé et le signal émis par le radar pris comme référence (Figure 148). En admettant que la distance R (Figure 152) entre le réflecteur et le radar varie de la façon illustrée par (eq. 20), la différence de phase entre le signal émis et le signal reçu pour une cible située à une distance R de l'antenne est calculée par la (eq. 21) :

$$R = \sqrt{R_0^2 + X^2} \approx R_0 + \frac{X^2}{2 \times R_0} + \frac{R^4}{8 \times R_0^3} \quad \text{éq. 20}$$

En considérant que $X=V.t$ avec V vitesse du satellite (6.628 Km/s pour ERS1) et que $X \ll R_0$

$$\Delta\varphi = \frac{4 \times \pi \times R}{\lambda} \approx \frac{4 \times \pi \times R_0}{\lambda} + \frac{2 \times \pi \times X^2}{\lambda \times R_0} \quad \text{éq. 21}$$

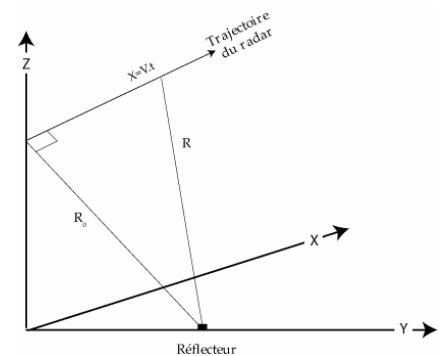


Figure 152: Variation de la distance R entre radar et réflecteur.

La phase dépend de nombreux facteurs de différentes natures: le trajet aller-retour de l'onde, l'atmosphère traversée, mais aussi la disposition relative des objets constituant la cellule de résolution et leurs propriétés physiques (eq. 22). De ce fait, la phase est très variable d'un pixel à l'autre, même sur une surface relativement homogène.

$$\varphi = \varphi_{geo} + \varphi_{atm} + \varphi_{const} + \varphi_{err} + 2k\pi \quad \text{éq. 22}$$

Ainsi, la phase mesurée d'une onde radar φ représente la somme de deux contributions distinctes: phase propre φ_{cible} due aux propriétés de la cible et phase géométrique φ_{trajet} due au trajet aller-retour entre le satellite et la cible (éq. 23).

$$\varphi = \varphi_{\text{cible}} + \varphi_{\text{trajet}}$$

éq. 23

Le temps du trajet aller-retour de l'onde, entre l'antenne et la cible, est représenté dans l'éq. 22, par la composante φ_{geo} : phase géométrique (éq. 31).


$$\varphi_{\text{geo}} = \frac{4\pi R}{\lambda}$$

éq. 24

Avec R la distance entre l'antenne-cible et
 λ la longueur d'onde.

I-2-b - Géométrie ROS

Selon le type d'ouverture, deux types de radar sont utilisés :

 L'ouverture (en anglais : Aperture) est le support utilisé pour recueillir l'énergie exploitée pour former une image. Dans le cas d'une image radar c'est l'antenne.

◆ Le radar à Ouverture réelle (en anglais, **Real Aperture Radar - RAR**): Le radar imageur à visée latérale et à antenne réelle a été le premier radar imageur utilisé. C'est un système radar aéroporté dans lequel la résolution azimutale est déterminée par la longueur réelle de l'antenne et par la longueur d'onde. Le signal reçu par l'antenne est directement mesuré, enregistré et traité pour produire l'image (Menchik & Fernandez, 1996 ; Alpers et al., 1981 ; Wang, 2008). Le radar à antenne réelle (RAR) permet un traitement simplifié des données. Mais, la résolution spatiale (R_{az} : repris en détaille dans le paragraphe au dessous) est si grossière (vu qu'elle est limitée par la longueur de l'antenne) que l'utilisation de ce radar se limite aux acquisitions à courtes longueurs d'onde (fortement influées par les interactions atmosphériques) et à faibles altitudes de survol (donc un taux de couverture plus faible). Par la suite, pour pouvoir obtenir des données de haute résolution, l'antenne doit être plusieurs fois plus longue que la longueur d'onde du système, ce qui est difficile de concevoir.

◆ Le Radar à Ouverture Synthétique - **ROS** (en anglais, **Synthetic Aperture Radar- SAR**): Pour délayer des limites du mode RAR, la télédétection radar s'est orientée vers le type ROS. Un Radar à Ouverture Synthétique (ROS) est un radar imageur qui effectue un traitement des données reçues afin d'améliorer la résolution azimutale (Figure 153). La technique ROS exploite le déplacement de l'antenne pour former une antenne "de synthèse" de dimension plus

importante, et donc d'une résolution azimutale plus élevée que la même antenne réelle : comme le radar se déplace, le même point est éclairé plusieurs fois. Par la suite, à chaque point sous le radar correspond une série de données. Donc, et contrairement aux capteurs RAR, la construction des images ROS est obtenue par un traitement cohérent de toutes les ondes réfléchies à partir de plusieurs diffuseurs élémentaires à l'intérieur d'une cellule de résolution.

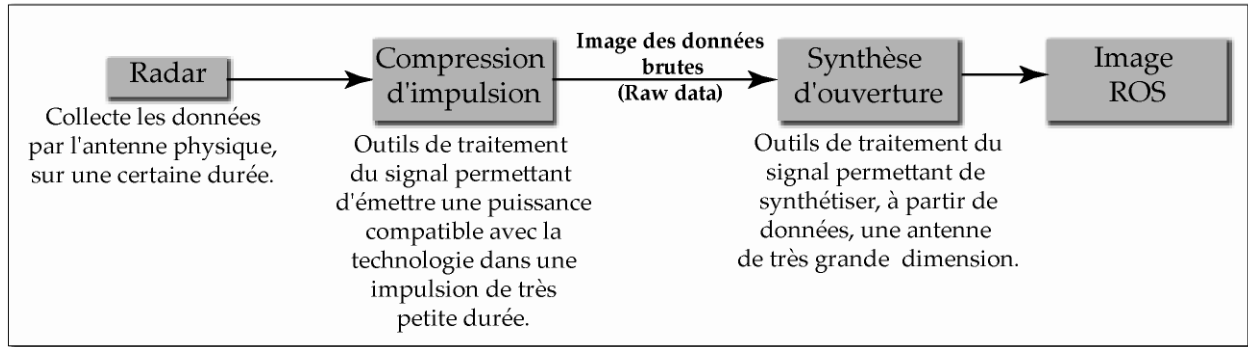


Figure 153: Chaîne complète de formation d'une image ROS (Amberg, 2005).

D'une autre manière, l'image ROS (Figure 154) est le résultat de la combinaison de la variation d'amplitude et de phase de ces retours, le traitement de synthèse d'ouverture permet d'obtenir des images des zones observées comme si on utilisait une large antenne virtuelle à très grande résolution : augmentation synthétique de la taille de l'antenne. On parle donc de synthèse d'ouverture. D'où le nom de ce type de système.

Sur le plan théorique, si la taille réelle de l'antenne est L_a , ce type de traitement permet de passer à une l'antenne d'une taille L' (éq. 25).

$$L' = \frac{2\lambda \cdot R}{L_a} \quad \text{éq. 25}$$

Dans le cas de capteur ERS1 : $L_a = 10$ m ; $R = 853$ Km et $\lambda = 5.3$ cm ; ce qui permet d'évaluer L' à 9042 m.

On distingue deux grandes familles de ROS :

- ⊕ les ROS mono statiques pour lesquels une seule antenne est utilisée en émission et réception ;
- ⊕ les ROS bi ou multi statiques pour lesquels des antennes différentes sont utilisées en émission et réception.

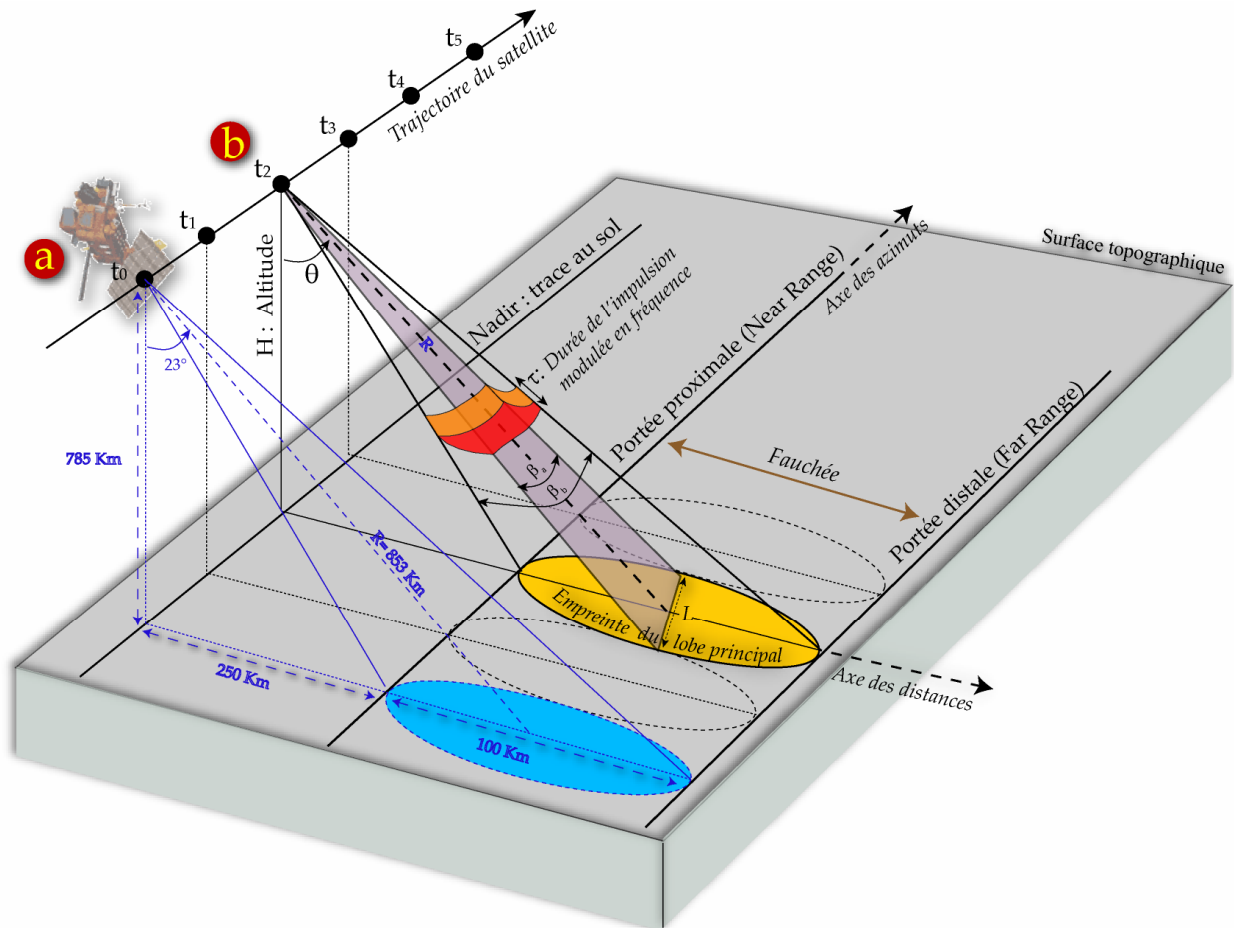


Figure 154: Mode d'acquisition des images ROS : a- paramètres d'acquisition du capteur ERS 1 ; b- paramètres généraux d'acquisition des images ROS avec : L- Largeur de l'empreinte du lobe principale ; θ - Angle d'incidence ; β_a et β_b - Angles distale et azimutale du faisceau.

La taille et la forme de l'empreinte dépendent des caractéristiques de l'antenne (Hanssen, 2002). En particulier, la largeur " L " de l'empreinte au sol à une distance " R " est exprimée par l'éq. 26.

$$L = \frac{\lambda R}{L_a}$$

éq. 26

Avec L_a : la largeur de l'antenne.

I-2-c - Résolution spatiale et taille du pixel de l'image radar avant et après le traitement ROS

A ce stade, il est essentiel de distinguer entre deux paramètres de l'image radar : la résolution spatiale et la taille du Pixel :

◆ La résolution spatiale d'un radar est liée à sa capacité de distinguer clairement en portée et en azimut entre deux cibles adjacentes (Henry, 2004 ; Maître, 2008). Dans le cas d'une visée latérale, l'image sera caractérisée par une double résolution (Figure 155):

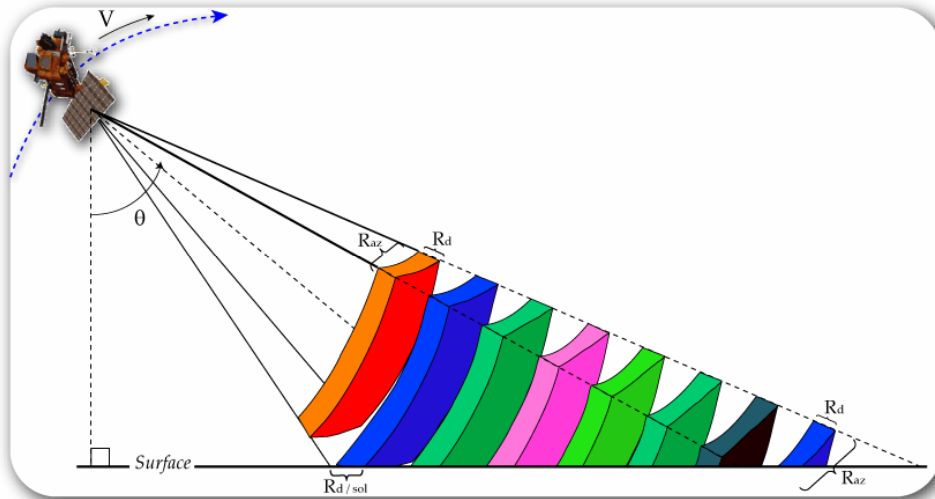


Figure 155: Illustration des deux résolutions spatiales : distale et azimutale.

① La Résolution distale (R_d) ou radiale, exprimée par l'équation (éq. 27) avant le traitement SAR, représente la résolution dans le plan perpendiculaire à la direction de déplacement du satellite et elle dépend de deux paramètres : la durée d'une impulsion émise (τ) et la vitesse de propagation de l'onde dans le vide (c). L'opération de division par "2" est justifiée par le fait que l'onde parcourt le trajet aller-retour.

$$R_d = \frac{c\tau}{2}$$

éq. 27

Projeté au sol, l'expression de la résolution spatiale distale sera :

$$R_{d/sol} = \frac{R_d}{\sin \theta}$$

éq. 28

Dans le cas d'un capteur ERS1 avec $\tau = 37.1\mu s$ et $19,5^\circ \leq \theta \leq 26,5^\circ$, la résolution distale en sol ($R_{d/sol}$), avant le traitement SAR, est égale à 14 Km.

② La Résolution azimutale (R_{az}), définie par l'équation (éq. 29) avant le traitement SAR, représente la résolution dans la direction de déplacement du satellite. Ce paramètre est proportionnel à l'ouverture angulaire du lobe de l'antenne (rapport de la longueur d'onde λ du signal émis par la longueur L_a de l'antenne). Par conséquent, la résolution en azimuth fine exige une grande taille d'antenne (comme c'est le cas dans les antennes de type ROS).

$$R_{az} = \frac{\lambda R}{L_a}$$

éq. 29

Avec R la distance entre l'antenne et la cible.

Dans le cas d'un capteur ERS1 avec $L_a = 10m$ et $R = 853Km$ et $\lambda = 5.3cm$, la résolution distale en sol (R_{az}), avant le traitement SAR, est égale à 4,52 Km.

Concrètement, pour distinguer entre deux objets situés sur la surface, il suffit que l'une de ces conditions soit présente : si les deux objets sont situés sur une parallèle à la direction de déplacement du satellite, la distance qui les sépare, dans le plan vertical, doit être supérieure à la résolution en azimut R_{az} . De même, si les deux objets sont situés dans un plan perpendiculaire à la direction de déplacement du satellite, la distance qui les sépare, dans le plan horizontal, est supérieure à la résolution distale R_d (Hostache, 2006 ; Maître, 2008).

Jusqu'à maintenant, on n'a évoqué que la résolution des données brutes qui est à l'échelle kilométrique. Pour aboutir à une résolution métrique, un traitement est appliqué : SAR (ROS en français). Dans les données brutes, la réponse d'un objet est contenue dans des centaines de pixels. Par la suite, que chaque pixel représente le mélange de la réponse de plusieurs objets.

L'extraction de la réponse d'une cellule de résolution SAR est abordée par compression des données brutes : synthèse ou focalisation (Pathier, 2003). Suivant l'axe des distances, la compression par modulation en fréquence (f) permet d'obtenir une résolution R_{dROS} (éq. 30).

$$R_{dROS} = \frac{c}{2f}$$

éq. 30

Alors que pour l'axe d'azimut, le traitement ROS, permet l'amélioration de la résolution par modulation de fréquence de l'onde créée par le déplacement du radar par rapport au sol (Pathier, 2003). Ainsi, l'équation (éq. 29) peut être simplifiée (éq. 31):

$$R_{azROS} = \frac{L_a}{2}$$

éq. 31

Cependant, le traitement SAR permet de construire virtuellement un radar réel avec une antenne beaucoup plus longue (antenne synthétisée) et émettant une impulsion sur une durée beaucoup plus courte (par modulation de fréquence).

Dans le cas d'un capteur ERS1, l'équation (éq. 29) s'écrit

$$R_{az} = \frac{\lambda R}{L'} = \frac{0.053 * 853000}{9042} = 5m \text{ (" } L' \text{ " est calculée par l'équation éq. 25).}$$

Autrement dit, et toujours dans le cas d'un capteur ERS1 avec $\tau = 64ns$; $L_a = 10m$ et $19,5^\circ \leq \theta \leq 26,5^\circ$, la résolution distale au sol est comprise entre 22 m et 29 m et la résolution azimutale est égale à 5 m (Lardeux, 2008 ; Maître, 2008).

❖ La taille du Pixel est le résultat de l'échantillonnage de l'information. Dans une image radar, cette information, contenue dans chaque pixel, résulte d'une intégration de la rétrodiffusion sur la surface du pixel (Figure 156).

Signalons qu'en imagerie spectrale, la taille du pixel est pratiquement la même dans les deux directions, ce qui n'est pas le cas en imagerie radar étant donné le mode d'acquisition bien particulier.

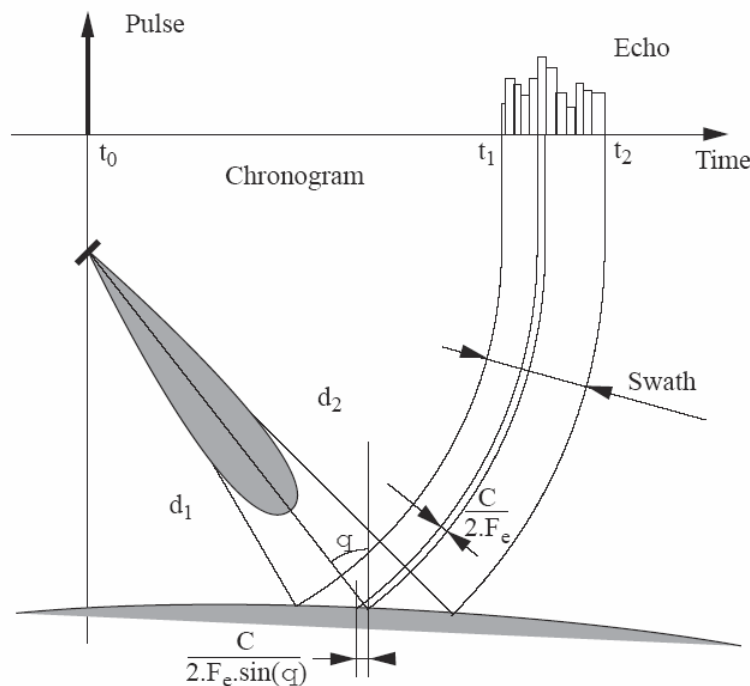


Figure 156: Construction d'une image radar en segmentant le signal de retour (Maître, 2008).

Dans le système ROS, la taille du pixel de l'image est définie par Maître (2008):

① La taille du pixel en distance, noté P_d , est proportionnelle à la célérité de la lumière c et à la fréquence d'échantillonnage F_e :

$$P_d = \frac{c}{2F_e}$$

éq. 32

② La taille du pixel en azimuth

$$P_{az} = \frac{V}{FRI}$$

éq. 33

Avec FRI est la fréquence de répétition des impulsions ; V est la vitesse du porteur.

Du fait du mode d'acquisition oblique, la taille du pixel en distance au sol varie le long de la fauchée selon l'angle d'incidence θ , donc elle sera exprimée comme suit :

$$P_{d/sol} = \frac{P_d}{\sin \theta} = \frac{c}{2F_e \sin \theta} \quad \text{éq. 34}$$

Dans le cas d'un capteur ERS1 avec $F_e = 18,9627 \text{ MHz}$; $FRI = 1680 \text{ Hz}$ et $V = 6720 \text{ ms}^{-1}$, la taille du pixel en distance au sol est comprise entre 18 m et 24 m, alors que la taille du pixel en azimut est égale à 4 m (Lardeux, 2008 ; Maître, 2008).

I-2-d - Les imperfections des images Radar

I-2-d-1- Imperfections dues à la prise de vue radar

L'image radar présente plusieurs imperfections provoquées par le mode d'observation oblique lors de la prise de vue. Ces distorsions peuvent se présenter sous quatre formes principales (Figure 157):

- ◆ Le repliement ("layover" en anglais): ce défaut, fréquemment observé lorsque la pente du relief dépasse l'angle d'incidence de l'onde θ , correspond au mixage des réponses de la zone au sol antérieur à la pente forte et de la pente forte. Il est matérialisé sur l'image radar par une réponse très forte de plusieurs pixels de large. Ce phénomène peut se traduire, dans les pentes très fortes, par une inversion des positions de deux points du relief (A-B) ;
- ◆ Le raccourcissement ("foreshortening" en anglais): ce phénomène se produit au niveau des pentes faibles du relief qui font face au rayon incident. Il se manifeste sur l'image par un rétrécissement des distances entre deux points de la pente (C-D et E-F) ;
- ◆ La dilatation ("dilatation" en anglais): se produit dans les pentes faibles, comme le cas de raccourcissement, sauf que la pente est orientée à l'inverse du rayon incident. Il se manifeste sur l'image par une augmentation des distances entre deux points de la pente (D-E) ;
- ◆ Les ombres ("shadows" en anglais): c'est le cas le plus empirique : aucun écho retour n'est enregistré. Cela est dû à la présence d'un obstacle qui empêche l'onde incidente d'éclairer la surface postérieure. Au niveau de l'image radar, ce phénomène se traduit par l'absence totale de réponse donc une zone noire (zone F-G).

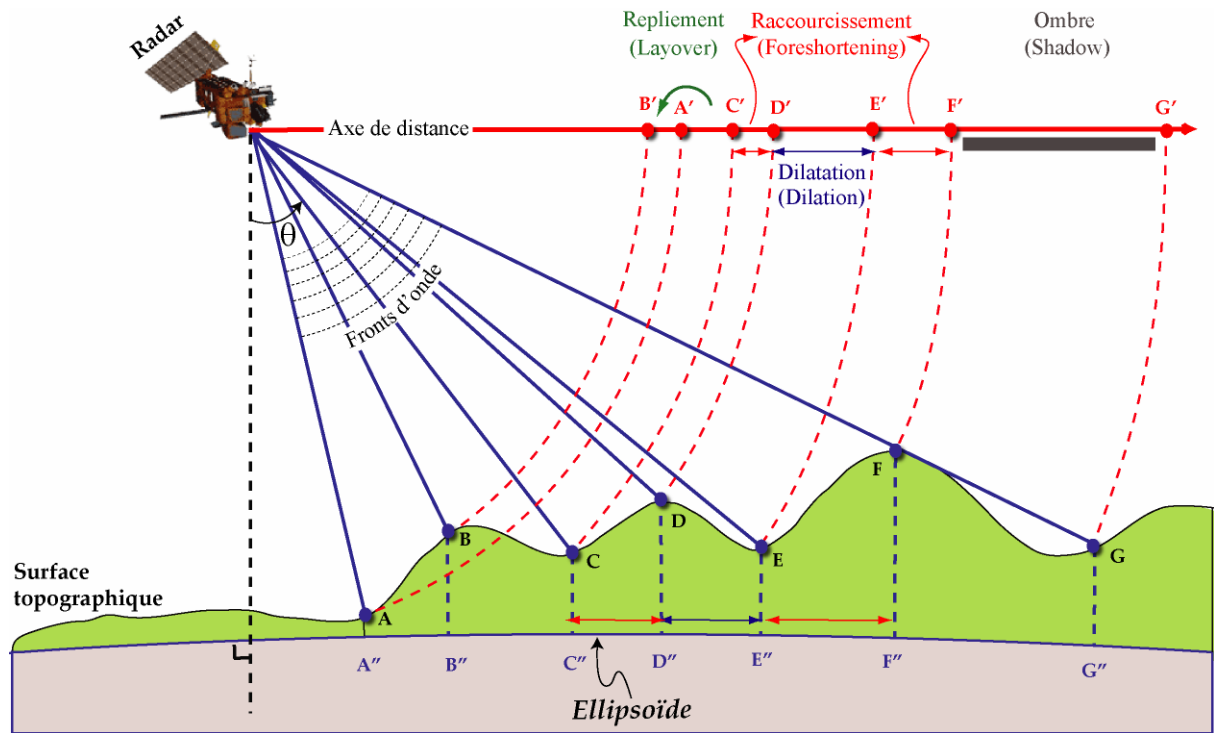


Figure 157: Défauts dus à la géométrie de prise de vue radar (modifié d'après Riazanoff, 2004) avec θ est l'angle d'incidence de l'onde radar.

I-2-d-2- Les artefacts radiométriques

Les images d'amplitude radar ROS sont généralement affectées par des artefacts radiométriques se traduisant par un aspect bruité appelé chatolement ("speckle" en anglais). Ce phénomène est dû essentiellement aux interférences entre les échos issus des constituants d'un même pixel entraînant des variations d'amplitude entre pixels voisins.

La présence du chatolement dans les images ROS rend leur interprétation difficile et réduit les performances des algorithmes de segmentation, de classification et d'extraction d'informations.

Les traitements radiométriques comporteront principalement l'usage d'algorithmes connus pour le filtrage du chatolement sur les images radar. La plupart des filtres applicables aux images radar sont basés sur les statistiques locales de la scène, calculées au sein d'une fenêtre (dite "boxcar") carrées fixes ou de fenêtres adaptatives en fonction des structures locales de la scène (Lopes et al., 1993).

Dans cette étude, pour réduire le chatolement dans les images ROS et améliorer la visibilité de l'information contenue dans l'image d'amplitude radar (exploitée précédemment dans l'analyse structurale de l'Atlas méridional de la Tunisie), plusieurs filtres, décrits dans la littérature du domaine, ont été testés (Le filtre linéaire adaptatif de Lee, le filtre non linéaire de

Frost, le filtre Gamma, etc.). Le filtrage du chatolement en utilisant le filtre Gamma (Lopes et al., 1993) nous a semblé comme le plus adapté pour améliorer la lisibilité des images radar (Figure 158).

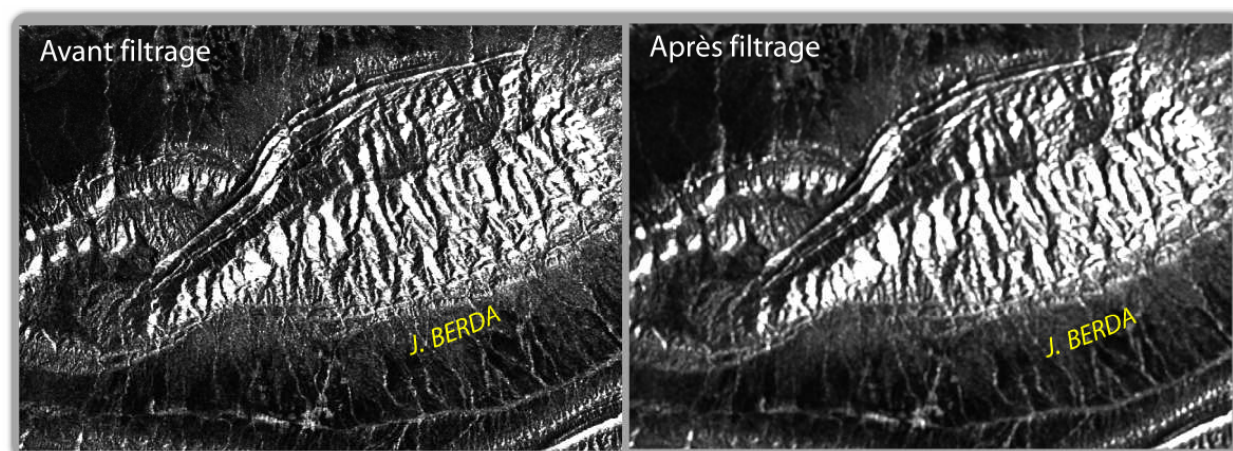


Figure 158: Filtrage de l'image radar au niveau de J. Berda.

Dans ce même contexte, Trebossen (2002) a suggéré que le filtrage du chatolement par traitement multi-temporel, de plusieurs scènes (fusion de 3 ou 4 scènes) acquises dans le même mode (ascendant ou descendant), permet de travailler sur des échelles nettement plus fines (à l'échelle du 1/40 000^{ème}) que celle produite à partir d'une seule scène (à l'échelle du 1/100 000^{ème}).

I-3 - Domaines d'intervention des images radar

L'image radar s'est avérée utile dans plusieurs domaines d'applications :

◆ La cartographie marine : Dans ses travaux de thèse, Trebossen (2002) a exploité les images radar ERS 1 & 2 multi-scènes, en alliance avec d'autres types de données optiques (SPOT, LANDSAT), pour la mise à jour de la base de données cartographiques marines relative à cinq secteurs situés à la Guyane française, au Cameroun, au Gabon, à la Terre Adélie et à la Mauritanie. L'image d'amplitude et l'image de cohérence ont constitué, après traitements radiométriques et géométriques, le support essentiel sur lequel s'est basée l'extraction, par classification supervisée, des différentes classes des zones d'études : chenaux, bancs de vase, plages, occupation du sol du littoral, etc. Le produit final est présenté sous forme de Spatiocartes marines.

◆ Domaine forestier : Les travaux menés par Proisy en 1999 avaient pour principal objectif d'évaluer l'apport de la télédétection radar pour la caractérisation de la dynamique saisonnière et interannuelle des écosystèmes forestiers.

Les meilleurs résultats sont trouvés sur les milieux forestiers les plus simples, d'un point de vue structurel, et les plus homogènes. Pour les milieux plus complexes, comme les forêts

tempérées, les méthodes sont encore à affiner. Cela peut être expliqué par le fait que l'intensité du signal rétrodiffusé est fortement influencée par la structure des peuplements pour les faibles "biomasses sur pied" (feuilles et branches sur les arbres vivants), tandis que le signal sature pour des biomasses plus importantes.

◆ Etude des risques naturels : notamment le risque d'inondation. Les recherches de Hostache (2006) étaient orientées dans ce sens : la cartographie d'inondation et sa modélisation hydraulique grâce à l'exploitation de l'information précieuse contenue dans les images radar et sa superposition sur d'autres couches d'informations : le MNT, la cartographie de l'occupation du sol, etc.

II - L'interférométrie radar

Cette technique utilise l'information de phase géométrique (éq. 22) contenue dans les images radar comme moyen de mesure (très sensible) des distances (Graham, 1974).

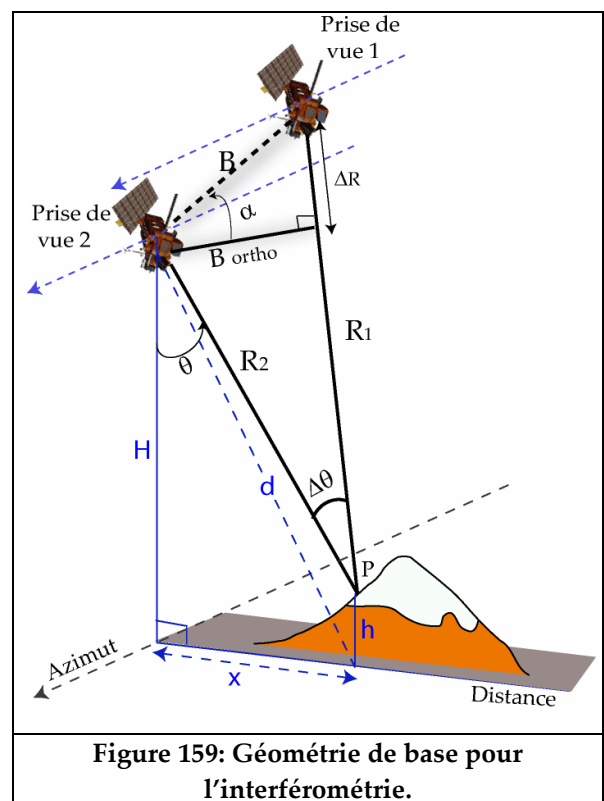
Suivant la configuration du capteur, on distingue deux types d'interférométrie radar (Rognant, 2000):

① Interférométrie radar mono-passe dont le capteur possède deux antennes: l'une émettrice et réceptrice et l'autre simplement réceptrice. Ainsi, il suffit d'un seul passage du capteur pour obtenir le couple d'images en position interférométrique.

② Interférométrie radar multi-passe dont le capteur ne possède qu'une seule antenne. Le couple d'images est obtenu par deux passages à deux dates différentes et sur deux orbites distinctes.

Dans cette partie, seul le deuxième type sera détaillé et exploité (Figure 159).

Cette technique est basée sur la différence de phase pixel à pixel (éq. 22) de deux images radar acquises lors de deux passages d'un satellite au dessus d'une même zone dans des conditions de prise de vue similaires (Figure 159). Cette différence de phase permet de mesurer le relief du terrain (éq. 37) (InSAR), mais également d'accéder aux déplacements éventuels du sol qui ont eu lieu entre les deux acquisitions (DInSAR) (Sowter & Groof, 1992 ; Papathanassiou et al., 1996 ; Massonnet & Feigl, 1998 ; Rosen et al., 2000).



Un interférogramme se crée à partir de deux images radar : l'image "maîtresse" et l'image "esclave". Il correspond à une image de la différence de phase de deux signaux radars.

Les informations contenues dans la phase interférométrique proviennent de plusieurs contributions :

$$\Delta\varphi = \Delta\varphi_{topo} + \Delta\varphi_{dep} + \Delta\varphi_{atm} + 2k\pi \quad \text{éq. 35}$$

II-1 - Interférométrie radar classique (InSAR)

L'interférométrie radar fournit des mesures permettant d'analyser la topographie terrestre avec une grande précision ce qui permet d'engendrer des Modèles Numériques de Terrain (MNT).

La différence de phase (éq. 36) de deux signaux radars est proportionnelle à l'élévation du point image (éq. 35). Ainsi, on peut retrouver cette élévation à un modulo 2π près ($2k\pi$). Le déroulement de phase (Figure 187) (Cette notion sera repris minutieusement plus loin dans le manuscrit) permet de s'affranchir de cette ambiguïté, c'est-à-dire qu'il faut retrouver l'ordre k .

On peut donc voir les interférogrammes comme des images de lignes de niveau, à partir desquels on peut réaliser des Modèles Numériques de Terrain (Figure 160).

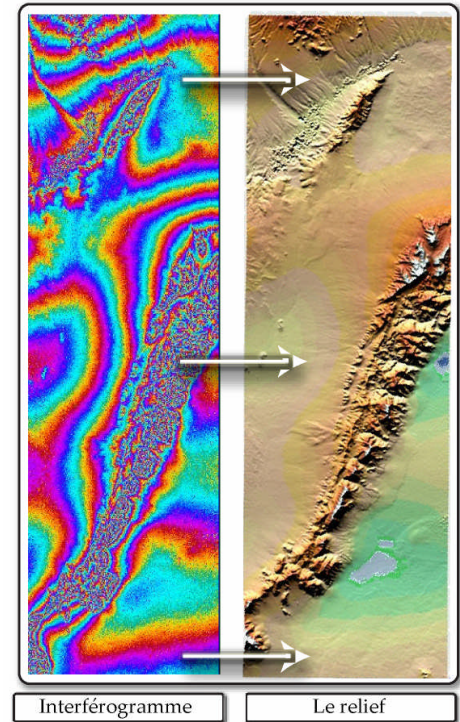


Figure 160: Reconstruction du relief à partir de l'interférogramme (Petit, 2004).

$$\Delta\varphi = \varphi_1 - \varphi_2 = \frac{4\pi \cdot (R_1 - R_2)}{\lambda} = \frac{4\pi}{\lambda} B \sin(\alpha - \theta(z)) \quad \text{éq. 36}$$

Avec $\Delta\varphi$ - Phase observée, φ_1 et φ_2 sont les phases obtenus par la prise de vue 1 et 2, B - ligne de base, α - inclinaison de la ligne de base, θ - angle d'observation, z - topographie.

D'autre part, et puisque, d'après le théorème de Pythagore, dans un triangle rectangle le carré de l'hypoténuse est égal au somme du carré des deux autres côtés, on a : $R_1 - R_2 = \sqrt{x^2 + (H - h_p)^2} - \sqrt{(x - B)^2 + (H - h_p)^2}$. Ce qui permet de calculer l'altitude du point p (éq. 37).

$$h_p = H - R_2 \cos(\arcsin \frac{R_2 - R_1}{B}) \quad \text{éq. 37}$$

Avec H est l'altitude du satellite et B la composante horizontale de la ligne de base.

On désigne par l'altitude d'ambiguïté la différence d'altitude associée à deux franges topographiques, ce qui correspond à une variation de distance aller-retour égale à la longueur d'onde, soit un tour de phase. C'est la variation d'altitude correspondant à $\frac{\lambda}{2}$. Donc l'élévation (h_p) est connue modulo une altitude d'ambiguïté (H_a). Par la suite, dans un interférogramme, les bords de franges peuvent être interprétés comme des courbes de niveau équidistantes de l'altitude H_a (éq. 38).

$$H_a = \frac{\lambda \cdot d \cdot \tan(\theta)}{2B_{ortho}} \quad \text{éq. 38}$$

Avec θ angle d'incidence au sol, B_{ortho} écartement orbital orthogonal, λ longueur d'onde et d la distance radar - cible.

Pour ERS-1, on a $d=800$ km, $\lambda=5.6$ cm et $\theta=23^\circ$ et pour une valeur de $B_{ortho}=1300$ m, l'altitude d'ambiguïté $H_a=7.2$ m.

II-2 - Interférométrie radar différentielle (DinSAR)

Sur la base de l'InSAR, une nouvelle technique appelée Interférométrie Radar Différentielle (DinSAR) a été développée pour permettre la mesure de petites déformations du terrain (jusqu'à l'échelle millimétrique) après la soustraction de la contribution topographique à la différence de phase.

Ainsi, cette technique repose sur l'utilisation de la phase des images radar comme mesure des distances du sol au satellite porteur de l'instrument.

Considérons deux acquisitions d'une même scène prises dans des conditions identiques (même position relative du porteur, mêmes angles de vue, mêmes conditions météorologiques), mais à des moments différents. Les images de phase sont identiques sauf si la surface a changé entre les deux acquisitions.

Il suffit d'une légère modification de la longueur de trajet pour produire un déphasage $\Delta\varphi$ puisqu'elle est sensible à des modifications inférieures à la longueur d'onde (centimétrique en bande C) (Massonnet et al., 1993 ; Massonnet et al., 1994 ; Meyer et al., 1998).

Si entre deux prises de vue un groupe de pixel s'éloigne d'un centimètre sur la ligne de visée de radar, la distance "aller-retour" va varier, alors, de deux centimètres. Cet écart est aisément détectable. En pratique, tout éloignement ou rapprochement d'une demi-longueur d'onde en direction du satellite crée une frange (2π).

En sachant que le déphasage est exprimé par l'éq. 39, la correction consiste à éliminer $\Delta\varphi_{atm}$, $\Delta\varphi_{topo}$ et $\Delta\varphi_{orbital}$ et ne garder que $\Delta\varphi_{déplacement}$

$$\Delta\varphi = \Delta\varphi_{topo} + \Delta\varphi_{orb} + \Delta\varphi_{atm} + \Delta\varphi_{cons} + \Delta\varphi_{déplacement} + \Delta\varphi_{err} \quad \text{éq. 39}$$

Le déphasage interférométrique intègre, dans sa formule (éq. 39) une composante $\Delta\varphi_{orbital}$ liée à l'espacement entre les orbites, donc à la différence de chemin de l'onde, lors de l'acquisition de deux images radar.

Cette composante se manifeste dans l'interférogramme sous forme de franges (franges orbitales) parallèles à la direction azimutale, dont la largeur dépend de la ligne de base B et aussi de l'espacement entre la cible et le point résultant de la projection de la position du capteur sur la surface. Et puisque cette information n'est pas liée ni à la topographie du terrain ni au déplacement, il est nécessaire de la soustraire de l'interférogramme initial.

La compensation des franges topographiques, c'est à dire l'élimination de $\Delta\varphi_{topo}$, est accomplie par l'introduction d'un MNT à résolution connue et à une précision maximale.

L'introduction du MNT permet, aussi, aux interférogrammes d'avoir la même géométrie, celle du MNT. Cela va nous servir par la suite pour les traitements des interférogrammes.

L'interférogramme est plus valorisé lorsque la cohérence entre les deux images est grande.

Cette cohérence dépend notamment de la distance entre les deux positions du radar: la ligne de base "Baseline" B, c'est à dire de $\Delta\theta$, l'angle entre les deux rayons (Figure 159).

III - Champs d'application de l'interférométrie différentielle (DinSAR)

À l'échelle internationale, l'interférométrie radar a offert un moyen unique de cartographier les déplacements du sol engendrés sous l'influence de plusieurs phénomènes : volcanisme, séismes, effondrement des mines, pompage de la nappe d'eau, etc. (Fruneau et al., 2005)

; Guéguen et al., 2009 ; Massonnet et al., 1993 ; Massonnet et al., 1995 ; Massonnet & Feigl, 1998 ; Pathier, 2003 ; Rosen et al., 2000 ; Ben Hassen et al., 2008). Dans ce contexte, on présente, dans ce qui suit, quelques exemples qui mettent en valeur l'intérêt de cette méthode.

Le déplacement de l'ETNA a été le premier exemple de cartographie, par interférométrie radar, d'un volcan en mouvement, entre 1992 et 1995, qui dégonflait suite aux éruptions (Massonnet et al., 1995). Les travaux se sont succédés, par la suite, pour l'étude de volcanisme en s'appuyant sur la technique DINSAR:

◆ Les recherches de Lu et al. (2002) ont abouti à la modélisation des déformations du volcan KISKA (ALASKA) à partir des interférogrammes (Figure 161). Pendant la période 1995-2001, le cratère du volcan s'est effondré sur plus de 10 cm. Cependant, le taux d'affaissement n'était pas constant : une pointe entre 1999 et 2000, un taux d'affaissement pendant 1998-1999 semblable à 2000-2001. La déformation a pu être interprétée par un retrait du magma d'une chambre magmatique peu profonde.

◆ Dans l'objectif d'étudier la tectonique active de Taiwan, Pathier (2003) ont exploité la technique de l'interférométrie radar pour délimiter avec précision la zone de déformation, inconnue auparavant sur l'anticlinal de Tainan (Figure 162). Alors, et dans la zone du séisme de Chi-Chi, les interférogrammes ont permis s'apercevoir des glissements centimétriques sur les failles de Changhua et de Tuntzuchio, provoqués par la rupture principale de la faille de Chelungpu.

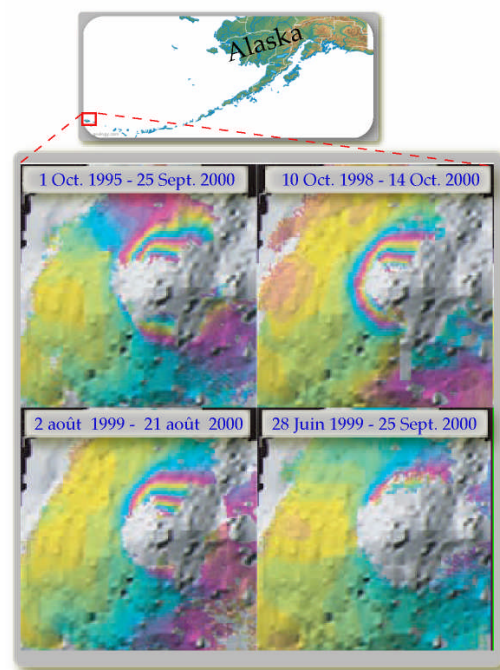


Figure 161: Evolution de l'effondrements du cratère du volcan KISKA se traduisant par des franges sur quatre Interférogrammes (Lu et al., 2002).

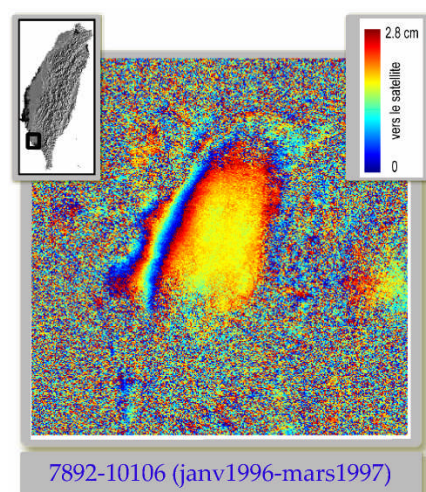


Figure 162: Interférogramme illustrant le soulèvement de l'anticlinal de Tainan (Pathier, 2003).

◆ Fukushima, 2005 a aussi utilisé les données d'interférométrie radar pour l'étude de transferts de magma au volcan du Piton de la Fournaise (îles de Réunion) (Figure 163).

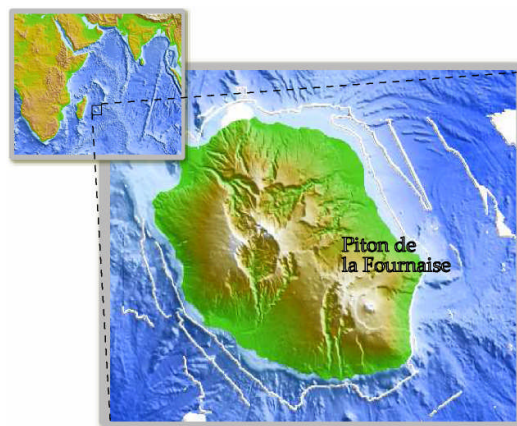


Figure 163: Localisation du Piton de la fournaise, sujet de l'étude de Fukushima (2005).

◆ En Italie, et plus précisément à Prato, l'interférométrie différentielle a été appliquée pour étudier le champ de déplacement dans un secteur urbain. Six images ERS ont été employées pour détecter, tracer et quantifier la subsidence se produisant dans quatre secteurs de la ville de Prato (Italie) pendant la période 1993-2000 (Figure 164). L'analyse des interférogrammes produits à partir d'images acquises avec des écarts de 2 ans fait ressortir un taux de déformation constant de valeur maximale 8,3 cm/an. Cette subsidence peut résulter du pompage des eaux souterraines (Raucoules et al., 2002).

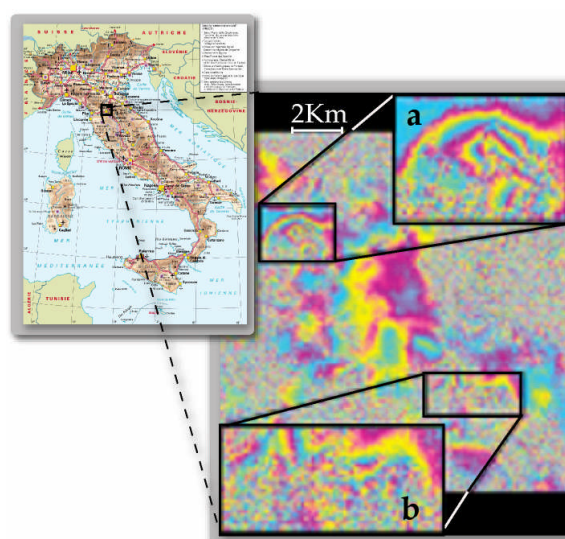


Figure 164: Détection des secteurs de subsidence grâce à l'interférométrie radar : a et b indiquent les secteurs les plus déformés (1 frange = 3 cm de déformation) (Raucoules et al., 2002).

◆ A Paris et plus exactement à la gare HAUSMANN-ST-LAZARE, l'interférométrie radar a permis de détecter et de quantifier le comportement du terrain vis-à-vis du pompage des eaux souterraines : affaissement durant le pompage et soulèvement suite au recharge de la nappe à la fin du chantier (Figure 165) (Fruneau et al., 2005).

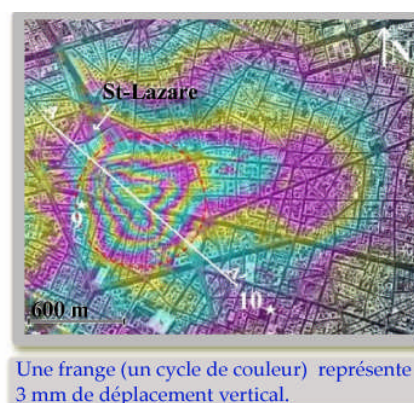


Figure 165: Mise en évidence d'un soulèvement au sud de la gare St-Lazare à Paris (Fruneau et al., 2005).

◆ Dans le cadre d'un projet mené par ©Atlantis Scientific Inc. et en collaboration avec la division de l'exploration et de la production de Shell, l'interférométrie radar a permis le suivi de la subsidence affectant les champs de pétrole de Belridge (Californie/USA) depuis 10-15 ans (*Figure 166*). Le premier objectif de ce projet est de comprendre la relation entre les failles d'intrusion, d'extraction, de subsidence et de puits de forage. Ces connaissances sont utilisées dans le développement de stratégies de production.

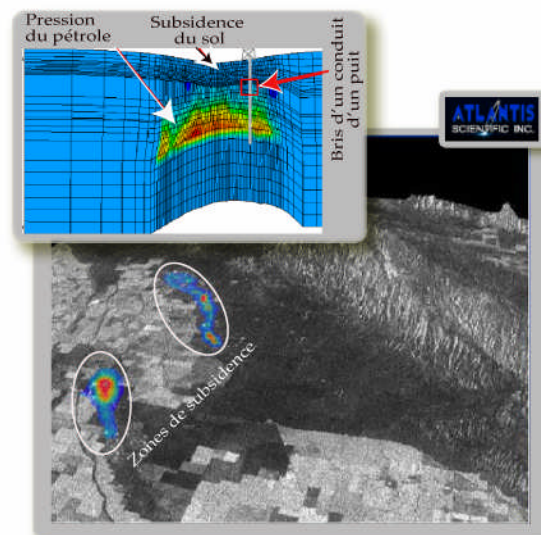


Figure 166: Carte de déformation des champs de pétrole de Belridge : ERS-1, Sept-Nov 1992.

Chapitre II - Application sur l'Atlas méridional de la Tunisie

I - Sélection des images radar

Les images, utilisées dans cette étude, sont prises par le satellite de l'Agence Spatiale Européenne (ESA). ERS1, lancé en 1991, et son successeur ERS2, lancé en 1995, possèdent les mêmes caractéristiques. Les caractéristiques des capteurs ROS type ERS, ainsi que leur géométrie, sont illustrées dans la *Figure 167*.

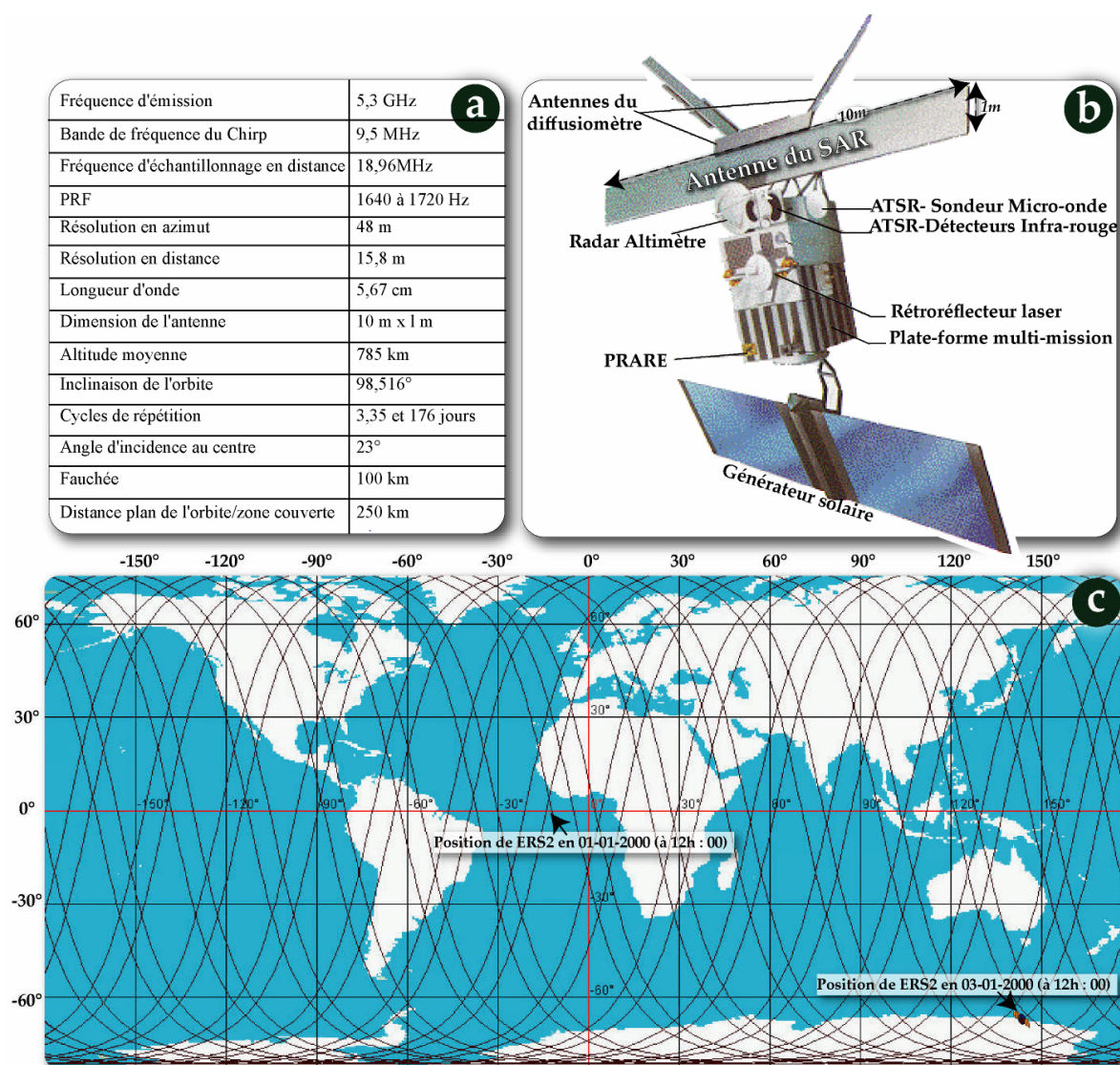


Figure 167 : Paramètres du Satellite ERS : a- Les caractéristiques des capteurs ROS type ERS (ESA) ; b-Vue sur le satellite ERS2 ; c- Exemple d'orbite du satellite ERS2 durant trois jours.

Le choix des couples d'images radar interférométrables nécessite de prendre en considération plusieurs paramètres, dont on cite :


- ◆ L'effet Doppler traduit dans le cas des traitements interférométriques par la valeur de la différence des fréquences centroïde Doppler (en anglais "the relative Doppler centroid difference") ;
- ◆ La géométrie du relief terrestre et surtout l'effet de l'ombre qui peut nuire à la prise de l'information ;
- ◆ La direction de l'orbite qui peut être ascendante ou descendante ;
- ◆ La valeur de la ligne de base perpendiculaire: la distance entre les deux prises de vue ;
- ◆ L'extension temporelle entre les deux acquisitions d'images.

Dans les cas où la technique DinSAR vise à étudier les modifications topographiques engendrées par un phénomène naturel (séisme, volcan, etc.) ou anthropique (exploitation des nappes d'eau, exploitation minière, etc.), il est fortement conseillé, lors de la sélection des images radar, de prendre en considération les dates de déroulement de ces phénomènes.

Dans notre cas, l'Atlas méridional de la Tunisie, et pour amplifier nos chances d'apercevoir une déformation co-sismique du terrain par la technique de l'interférométrie radar, cette étude doit se focaliser sur un, ou plusieurs, événements sismiques pouvant être à l'origine de cette déformation. Ainsi, on sélectionne des couples interférométrables co-sismiques de telle manière d'avoir une couverture de l'événement sismique, la déformation engendrée par le tremblement de Terre sera préalablement, sauf présence d'autre mouvement, la seule information permanente dans tous les interférogrammes.

Nous allons focaliser ce travail sur les événements sismiques des 12-06-1992 et 20-03-1997 (*Figure 38*) précédemment étudiés dans le *Chapitre I -Etude sismo-tectonique de l'Atlas méridional de la Tunisie*.

D'autre part, et pour des raisons liées aux conditions de prise de la scène radar, principalement l'effet atmosphérique (Fruneau et Sarti, 2000), il sera plus raisonnable de ne pas se contenter d'un seul couple interférométrique couvrant un intervalle de temps susceptible de renfermer une modification topographique (avec un seul couple, il est possible que les déplacements topographiques, s'ils existent, seront dissimulés par les effets atmosphériques).

 Signalons qu'une image radar est identifiée, lors de la sélection, grâce à trois paramètres : l'orbite, le quadrant (Frame) et la trace (Track).

I-1 - Effet Doppler

Le Physicien autrichien (1803-1853), Christian Doppler a étudié la modification apparente de la fréquence fixe émise par une source sonore, mobile par rapport à un observateur immobile, ou encore les modifications apparentes de la fréquence d'une source immobile lorsque l'observateur se déplace par rapport à cette source. Les lois acoustiques de Doppler furent appliquées à l'optique par le physicien français Hippolyte Fizeau (1819-1896).

Bien que s'appliquant à une onde électromagnétique, nous citons en premier lieu le cas de l'onde sonore puisque l'explication de l'effet Doppler est plus aisée avec un signal acoustique : une onde sonore de fréquence f , ponctuelle et immobile, se propage dans le plan sous forme de cercles concentriques séparés chacun d'une longueur d'onde (Figure 168-a). La longueur d'onde émise est identique quelle que soit la position de l'observateur. Celui-ci entendra donc un son de fréquence f constante.

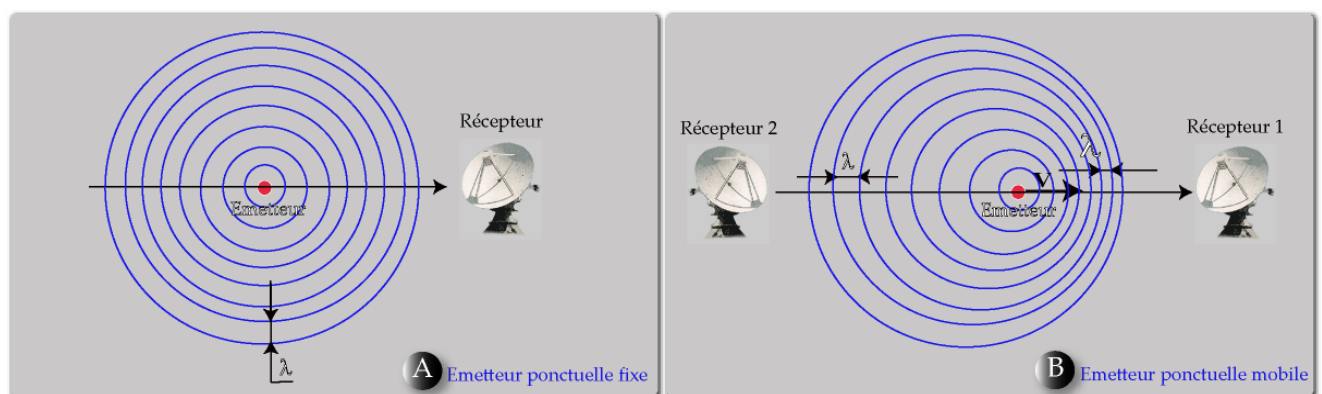


Figure 168: Principe de l'effet doppler.

Si la source sonore est en mouvement, la compression des couches d'air introduit une variation de la longueur d'onde. Comme la source sonore se propage à une vitesse v constante et puisque $\lambda = v / f$, une diminution de λ se traduit par une augmentation de f et inversement.

Par conséquent, et dans le cas illustré dans la Figure 168-b, le récepteur 1 reçoit donc un son plus aigu que le récepteur 2.

Ce principe est valable aussi pour l'onde électromagnétique (Rees, 2001):

Si une source de rayonnement électromagnétique de fréquence f est en mouvement par rapport à un observateur (par exemple un capteur), l'observateur détectera le rayonnement à une fréquence différente f' . Si la source se rapproche de l'observateur, ou encore si l'observateur se rapproche de la source, f' sera supérieur à f , et inversement. C'est l'effet Doppler.

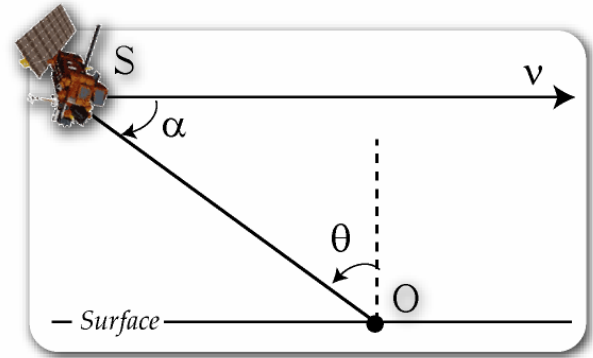


Figure 169: Composantes de l'effet doppler : S- source des rayonnements électromagnétiques ; O- observateur ; v - vitesse de la source ; θ - angle d'incidence au sol.

Cependant, si la source S s'approche de l'observateur O avec une vitesse v et avec un angle α de la ligne de vol, comme le montre la Figure 169, l'effet Doppler est donné par l'équation suivante:

$\frac{f'}{f} = \frac{\sqrt{1 - \frac{v^2}{c^2}}}{1 - \frac{v \cos \theta}{c}}$	éq. 40
---	--------

Avec c : célérité (vitesse de la lumière) = 299 792 458 m s⁻¹

Et θ : L'angle d'incidence au sol = $(180 - \alpha)$.

Cependant, dans tous les cas qui nous concernent, la vitesse v sera beaucoup plus petite que la vitesse de la lumière, dans ce cas, l'équation (éq. 40) peut être simplifiée :

$\frac{f'}{f} = 1 + \frac{v \cos \theta}{c}$	éq. 41
--	--------

Par exemple, si un satellite se déplace par rapport à un récepteur sur la Terre avec une vitesse de 7 Km s⁻¹ et en faisant un angle de 10° par rapport à la de la ligne de vol (donc, $\theta = 170^\circ$), et il émet un signal avec une fréquence f de 5GHz, la fréquence reçue f' sera calculée, en se basant sur l'équation (éq. 41), comme suit :

$$f' = f \cdot \left(1 + \frac{v \cos \theta}{c}\right) \text{ Donc } f' = 5 \cdot \left(1 + \frac{7000 \cdot \cos 170^\circ}{299792458}\right) = 4,99988502 \text{ GHz}$$

Ce qui implique qu'avec une fréquence reçue f' égale à 4,99988502GHz, la fréquence a diminuée de 115KHz par rapport à la fréquence émise f .

Bien qu'il soit petit ($\approx 1\text{Hz}$), une étude de l'effet Doppler est importante pour certains systèmes radar, en particulier les systèmes de Radar à Ouverture Synthétique

La technique DinSAR dépend énormément de la différence entre les valeurs Doppler des deux images radar utilisées pour calculer un interférogramme (dDC): The relative Doppler centroid difference (Tableau 25).

Dans notre cas d'étude, et en se référant à plusieurs études (Jiang et al., 2011 ; Orwig et al., 1995 ; Tomás et al., 2005 ; Tomás et al., 2010 ; Wegmüller et al., 2009 ; etc.), nous avons choisi de fixer le seuil de différence Doppler à 300 Hz.

Tableau 25: Exemple de calcul de (dDC) pour le calcul de l'interférogramme 4046_5549.

	Date	Orbite	Mission	Effet Doppler
1	24/04/1992	4046	ERS-1	348.204
2	07/08/1992	5549	ERS-1	320.908
dDC =	27.296 Hz			

I-2 - Direction de l'orbite : Ascendant ou Descendant

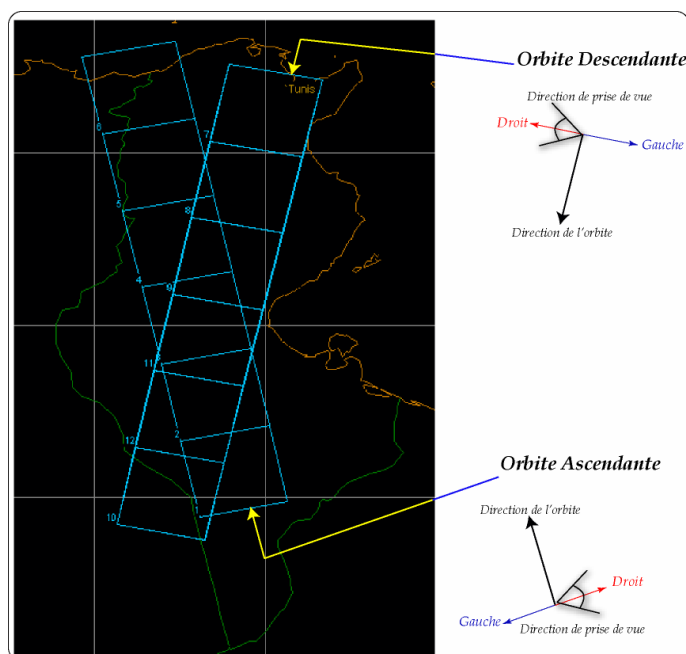


Figure 170: Orbite descendante et orbite ascendante.

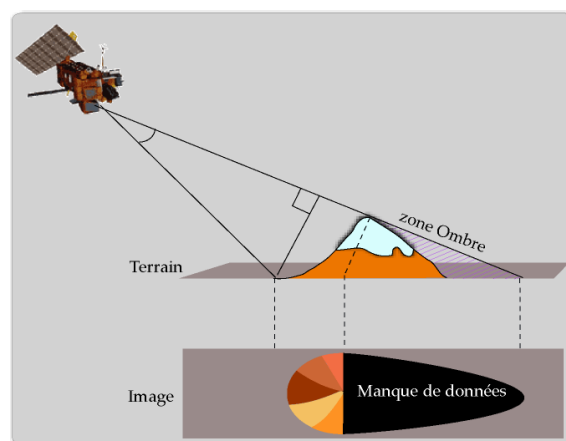


Figure 171: Effet du relief sur l'image radar.

Par convention, la partie de l'orbite allant du nord vers le sud se nomme "descendante" et la partie de l'orbite allant du sud vers le nord est dite "ascendante" (Figure 170). Le satellite ERS

effectue des orbites ascendantes et d'autres descendantes avec un angle d'incidence au centre égale à 23°. Le choix de la direction de l'orbite dépend des zones d'ombre laissées suite au passage du satellite.

L'ombre (shadows) correspond à la zone d'absence de signal (*Figure 171*). Ce phénomène intervient lorsqu'une surface n'est pas illuminée par l'onde incidente parce qu'elle est cachée par un obstacle (grande pente de relief, bâtiments, etc.). Dans ce cas, aucun écho retour n'est enregistré par le capteur et une zone noire (une lacune de données) en résulte sur l'image. Par la suite, les zones d'ombre dépendent de la morphologie du terrain.

Dans notre zone d'étude, on a estimé que la présence d'ombre ne peut être que très limitée sur le terrain vu l'absence des grandes pentes et la dominance des plaines (déjà détaillée dans le *Chapitre III -II-3-b -Carte de pente*). Par la suite, lors du choix des images radar, le paramètre de l'ombre ne sera pas pris en considération.

I-3 - Ligne de base (Baseline) :

La ligne de base est l'un des plus importants paramètres qui influence la qualité des traitements interférométriques permettant ainsi l'évaluation de la corrélation entre les deux signaux. Ce paramètre exprime l'espacement entre les deux prises de vue d'où la notion de Baseline perpendiculaire, souvent utilisée lors du choix des images radar, et Baseline parallèle.

D'autre part, la "Baseline critique" (B_c) fait référence à la distance entre deux satellites au delà de laquelle la corrélation entre les signaux disparaît, entraînant l'impossibilité du traitement interférométrique (Rognant, 2000). Mathématiquement, cette variable peut être formulée comme suit (éq. 42).

$$B_c = \frac{\lambda R_s}{2R_{az}} \quad \text{éq. 42}$$

Avec R_{az} est la résolution au sol en azimuth et R_s la distance entre le radar et la cible.

Dans le cas du capteur ERS 1, l'altitude moyenne est égale à 785 Km et l'angle d'incidence est égal à 23°, donc R_s est égale à 853 Km ($785/\cos 23^\circ$), R_{az} est estimé à 25 m et la longueur d'onde est égale à 5.67cm. Par la suite, et en appliquant l'éq. 42, on parvient à une limite théorique de la baseline (B_c) de l'ordre de 966 mètres. Dans notre cas d'étude, nous avons exigé des valeurs de ligne de base inférieures à 300 mètres.

I-4 - Schéma récapitulatif et résultat : application sur l'Atlas Méridional de la Tunisie

Deux logiciels ont été utilisés simultanément pour le choix et la localisation des paires des images Radar : DESCW (Figure 172) et EOLi-SA.

- DESCW (Display earth remote sensing swath coverage) est un logiciel distribué gratuitement sur Internet (<http://www.eurimage.com>) par la société EURIMAGE en collaboration avec l'institut de recherche ESRIN de l'ESA.

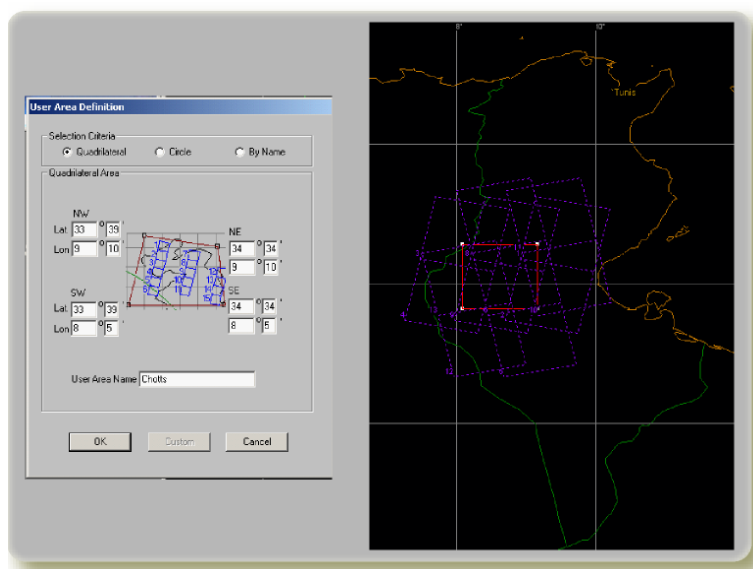


Figure 172: Sélection des images radar avec DESCW.

- EOLi-SA (Earth Observation Link) est une plate-forme libre (<http://eoli.esa.int/geteolisa>) et interactive qui permet aux utilisateurs d'accéder aux catalogues des données de l'Observation du Monde de l'ESA, de les arranger, et finalement de les situer. De plus, EOLI-SA fournit plusieurs fonctions spécifiques telles que l'organisation des images radar selon leurs capacité à constituer un couple interférométrique. La démarche de sélection des images radar, qui seront utilisées dans cette étude, est illustrée dans la Figure 173.

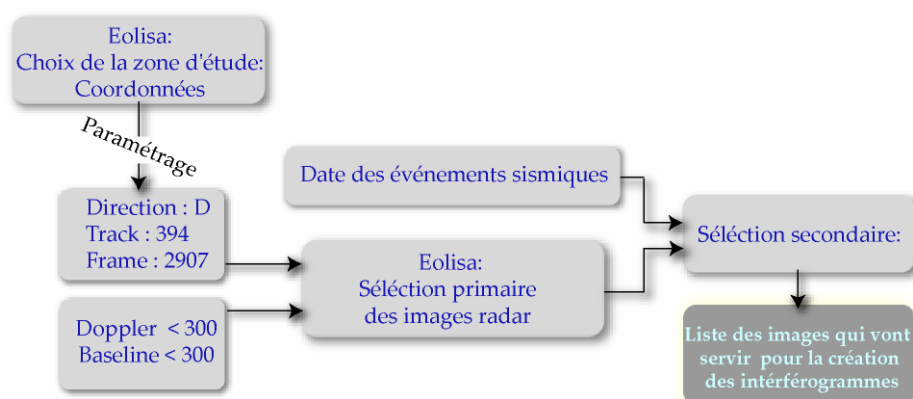


Figure 173: Démarche suivie pour la sélection des images radar de l'Atlas méridional de la Tunisie.

I-5 - Résultat de la sélection des images radar

Les résultats de la sélection sont présentés dans le *Tableau 26* et un exemple d'image radar est illustré dans la *Figure 174*.

Tableau 26: Images radar utilisées de l'Atlas méridional de la Tunisie (Trace : 394, Quadrant: 2907, Trajet : D).

	<i>Date</i>	<i>Orbite</i>	<i>Mission</i>	<i>Effet Doppler</i>
1	24/04/1992	4046	ERS-1	348.204
2	29/05/1992	4547	ERS-1	368.188
3	07/08/1992	5549	ERS-1	320.908
4	05/03/1993	8555	ERS-1	405.748
5	14/05/1993	9557	ERS-1	338.713
6	11/06/1995	20422	ERS-1	369.541
7	17/07/1995	1250	ERS- 2	69.7183
8	25/09/1995	2252	ERS- 2	78.4377
9	08/01/1996	3755	ERS- 2	89.7202
10	30/06/1996	25933	ERS-1	338.960
11	14/10/1996	7763	ERS- 2	72.8939
12	16/02/1998	14777	ERS- 2	60.4899
13	10/08/1998	17282	ERS- 2	89.9394
14	08/03/1999	20288	ERS- 2	137.212
15	17/01/2000	24797	ERS- 2	124.433
16	01/05/2000	26300	ERS- 2	-280.412
17	01/01/2001	29807	ERS- 2	-199.198

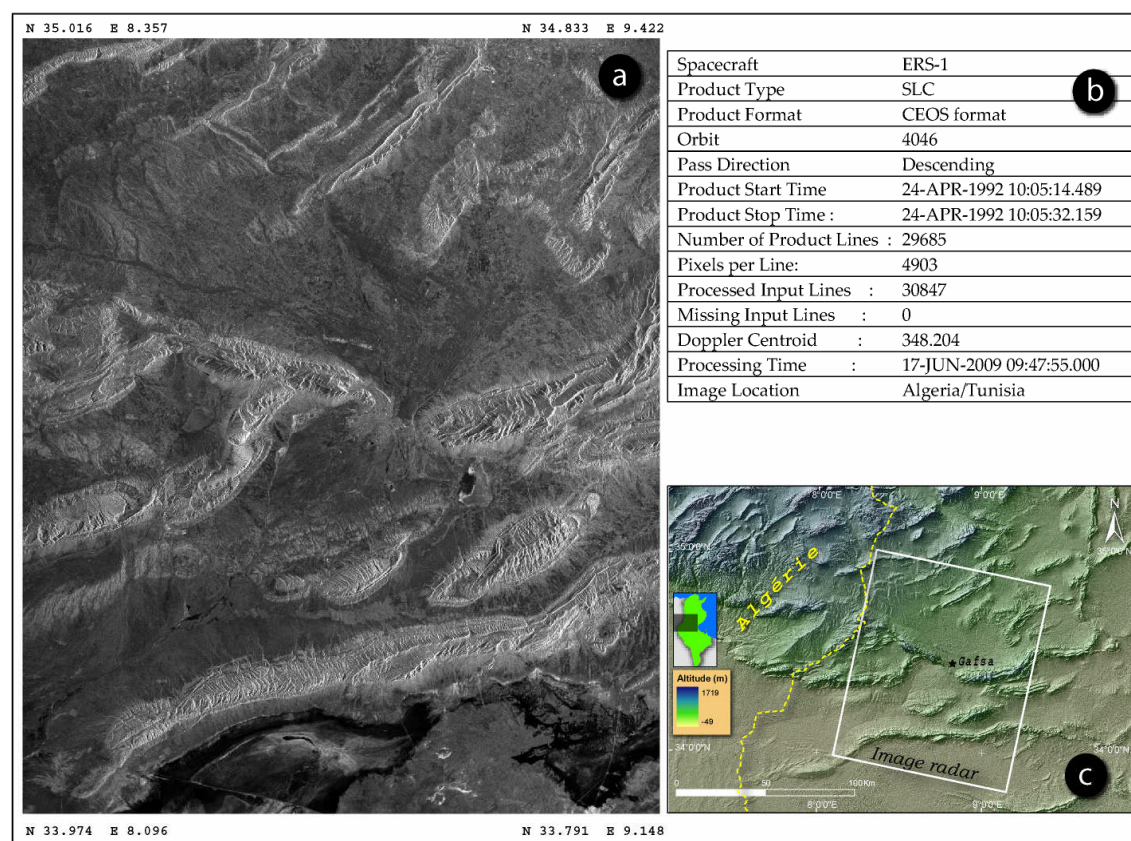


Figure 174: Exemple d'image radar utilisée dans ce travail : a - Aperçu d'une image radar ; b - paramètres de l'image radar ; c - localisation de l'image radar par rapport au MNT.

L'arrangement des images radar suivant la date et la ligne de base ainsi que l'emplacement des deux événements sismiques, sujet de cette étude, est illustré dans la Figure 175.

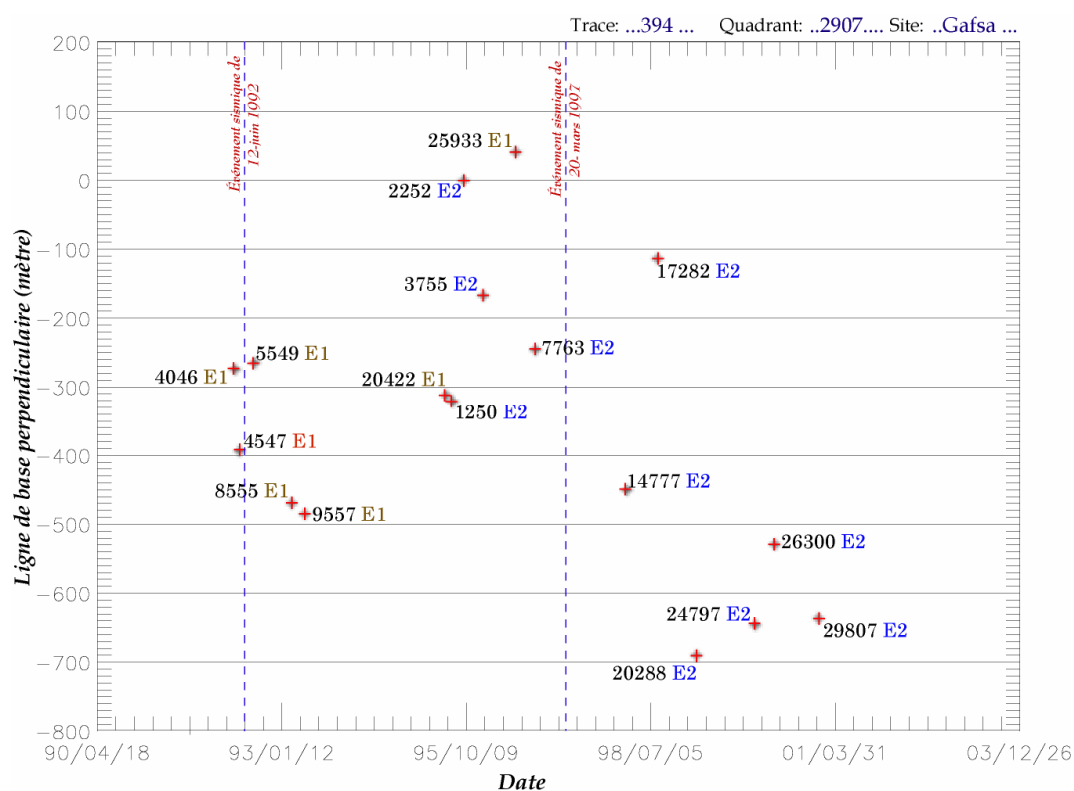


Figure 175: Diagramme des 17 images ERS-1/2 disponibles pour la trace descendante 394, quadrant 2907. Les scènes sont repérées par leur numéro d'orbite. En abscisse, la date d'acquisition des différentes scènes. En ordonnée, la composante perpendiculaire de la distance entre les deux positions du radar (les lignes de base perpendiculaires).

II - Analyse interférométrique de l'Atlas méridional de la Tunisie

En se basant sur la certitude que chaque séisme n'est que le relâchement des contraintes cumulées au cours de temps causant, parfois, la rupture de la croûte, notre étude vise

- en premier lieu, à visualiser par, l'interférométrie radar, les modifications géomorphologiques aussi bien que les mouvements tectoniques provoqués par ces événements sismiques ;
- et en seconde position, de mesurer le taux de déformation géodésique engendré sur le terrain.

Notre étude aura comme cible les zones les plus instables (déterminées à partir des données sismiques de l'I.N.M): Atlas méridional de la Tunisie. Cette étude a pour but de tester l'efficacité de la méthode de l'interférométrie radar et de calculer les déformations auxquelles le terrain a été soumis.

II-1 - Traitements des couples interférométriques

La chaîne des traitements interférométriques, aboutissant à l'estimation du déplacement de la surface topographique, a été intégrée dans plusieurs logiciels (Tableau 27).

Tableau 27: Quelques logiciels d'Interférométrie.

DIAPASON (Differential Interferometric Automated Process Applied to Survey Of Nature) développé par le CNES et commercialisé par Altamira Information: http://www.altamira-information.com
SarScape de ITT Visual Information Solutions : http://www.creaso.com/
IDIOT (Insar Deformation Inspection and Observation Tool): http://srv-43-200.bv.tu-berlin.de/idiot/
GAMMA Remote Sensing de la compagnie Gamma : http://www.gamma-rs.ch/
Rat (Radar Tools) de l'Université de Technologie de Berlin : http://radartools.berlios.de/
ROI_PAC (Repeat Orbit Interferometry PACkage) de l'Université de Stanford: http://www.roipac.org/
BEST (BASIC ENVISAT SAR TOOLBOX) DE L'ESA : HTTP://EARTH.ESA.INT/BEST/
ASF (Alaska Satellite Facility): http://www.asf.alaska.edu/
DORIS (Delft Object-oriented Radar Interferometric Software) de Delft University of Technology: http://enterprise.lr.tudelft.nl/doris/

Dans ce travail, deux logiciels ont été utilisés :

- La chaîne interférométrique **DIAPASON V3** (Differential Interferometric Automated Process Applied to Survey of Nature), présentée brièvement en ANNEXE 7, est une suite de programmes qui permet d'élaborer un interférogramme à partir des données SAR. Diapason fournit le produit interférométrique composé des trois images suivantes : une image de phase ou interférogramme, une image de cohérence et une image d'amplitude. Les trois produits sont codés en octets et produits dans l'une et/ou l'autre des géométries (celle de l'image radar et/ou celle du MNT).

- **SARscape** (Figure 176) est conçu comme un progiciel spécialisé pour le traitement des données SAR/InSAR et complète parfaitement les fonctionnalités d'ENVI pour l'analyse et la visualisation des données de télédétection de toute sorte.

Ce module, SARscape pour ENVI, est particulièrement utile pour des applications ENVISAT ou RADARSAT, où des traitements SAR sont nécessaires en association avec des techniques de fusion de données pour les données SAR et optiques.

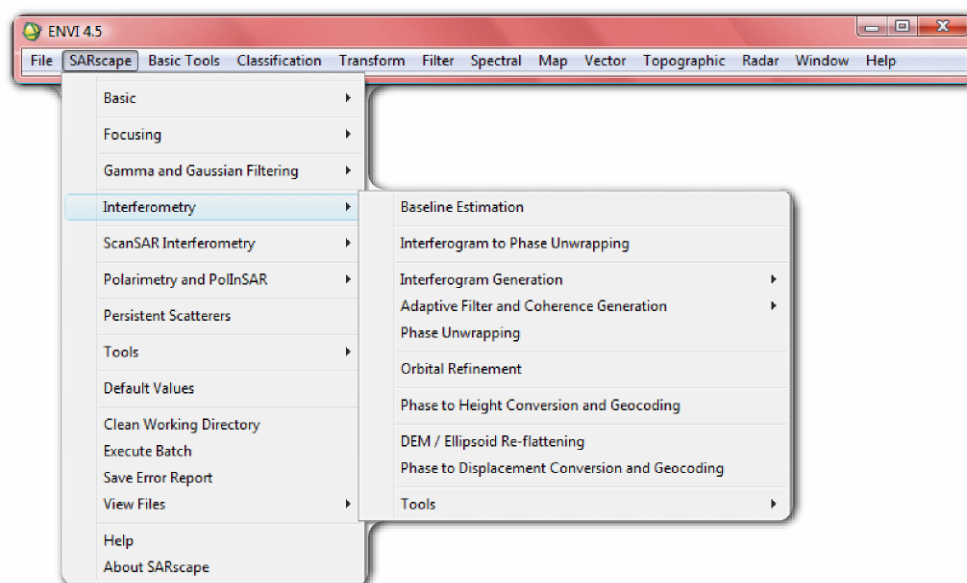


Figure 176: Menu SARscape.

II-1-a - Prétraitements

Ils consistent à préparer la plate-forme pour le calcul des interférogrammes. Les prétraitements se font à deux niveaux différents :

II-1-a-1- Prétraitements appliqués au MNT

Le module SARscape offre la possibilité d'intégrer directement cinq différents types de MNT : ACE, RAMP, GTOPO30, SRTM-3 version2, SRTM-3 version4. Pour le reste, une chaîne de traitements doit être suivie.

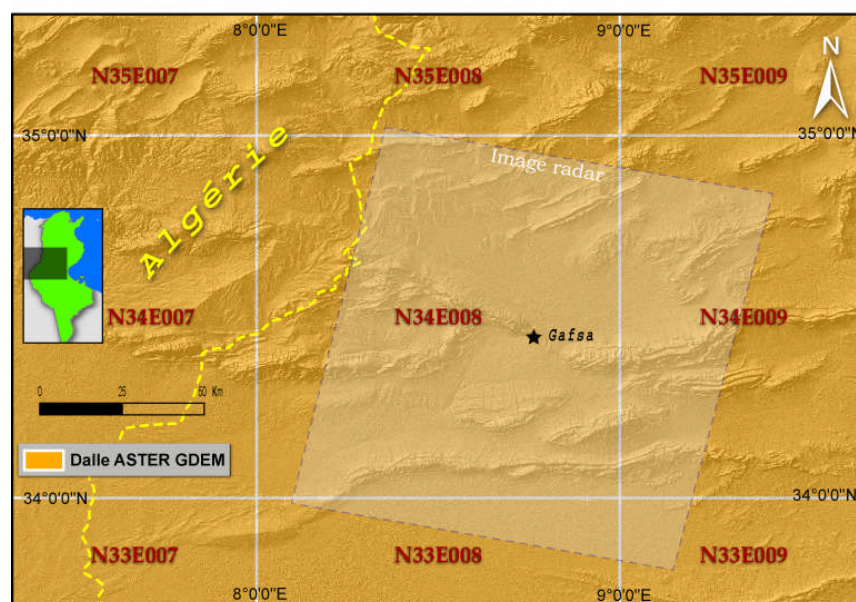


Figure 177: Les scènes ASTER GDEM couvrant l'image radar.

Le long des traitements effectués dans ce travail, deux MNTs ont été testés, le premier est issu du mosaïquage de cinq dalles Aster GDEM (Figure 177) à un pas de 30 m. Pour pouvoir

l'exploiter lors du calcul des interférogrammes, il doit être convertie en fichier "Envi Format" avec une extension " _dem". Par contre, le deuxième est le SRTM avec une résolution de 90m.

Les interférogrammes calculés en utilisant ces deux types de MNTs, et dont une partie est illustrée dans la *Figure 178*, favorisent le SRTM qui montre une plus grande aptitude à l'élimination des franges topographiques. Ceci est en complète harmonie avec les résultats déjà obtenus dans la partie du contrôle de qualité (*Chapitre III -II-2 -*).

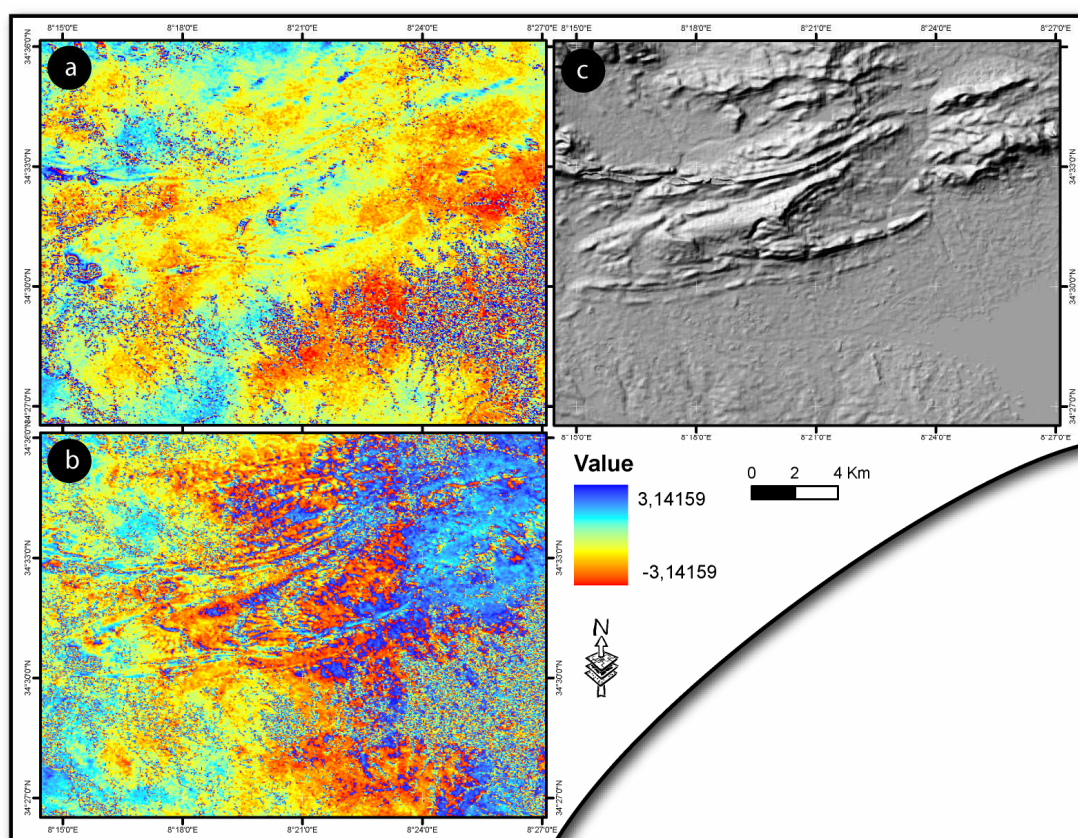


Figure 178: Différence entre les deux interférogrammes couvrant une partie de la chaîne de Moulares: a- interférogramme calculé en utilisant le SRTM ; b- interférogramme calculé en utilisant l'ASTER GDEM et qui montre plus de franges topographiques ; c- estompage du MNT ASTER GDEM.

II-1-a-2- Prétraitements appliqués aux images radar

Les images ERS 1 & 2 Single Look Complex (SLC), utilisées dans ce travail, nous ont été fournies sous des supports magnétiques (CD et DVD) au format standard CEOS. Chaque image ERS SLC comprend les cinq fichiers suivants :

- ◆ VDF_DAT.001 : un fichier **volume directory file** contient des informations générales sur les produits diffusés ;
- ◆ LEA_01.001 : un fichier **leader file** contient aussi des informations générales sur les produits diffusés ;
- ◆ DAT_01.001 : un fichier **data file** contenant tous les produits. C'est le fichier qui contient l'image radar ;

- ◆ NUL_DAT.001 : un fichier **null directory file** marquant la fin des produits diffusés ;
- ◆ QUICKLOOK.PS : Visualisation quicklook de l'image

La préparation de l'image radar consiste à :

i. Extraction des données

La première tâche consiste à extraire des données depuis le support magnétique pour pouvoir les exploiter (Figure 179). Le produit de cette opération sera une image "Single Look Complex" SLC.

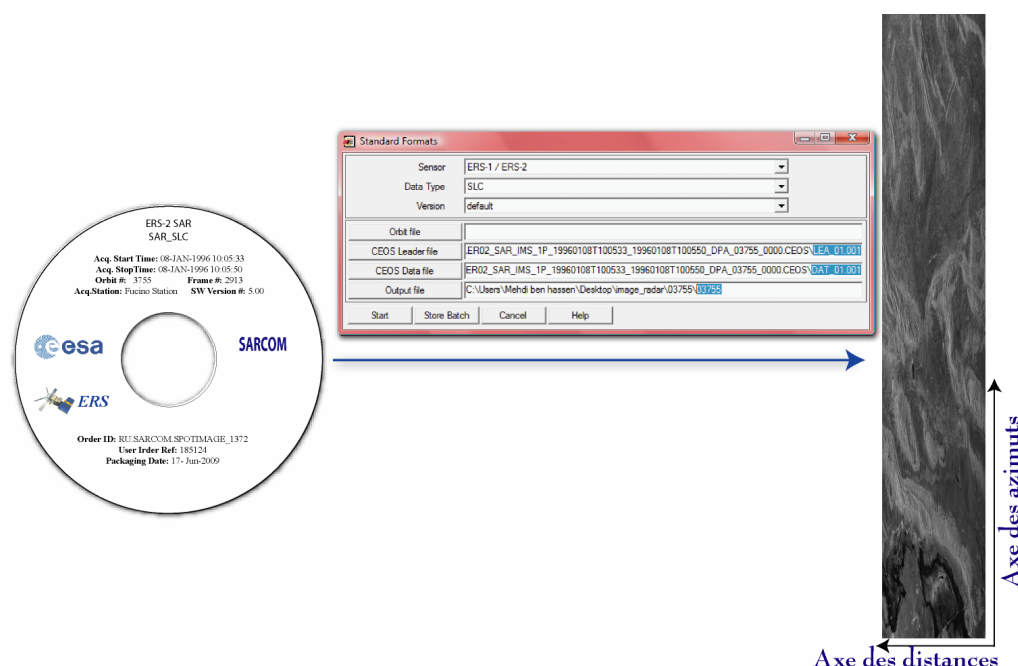


Figure 179: Extraction des données à partir du support magnétique : image du 24/04/1992 " 4046_SLC".

ii. Rectification des orbites des images radar SLC

Dans ce travail, nous avons employé les orbites précises (DEOS) produites à la "Delft Institute for Earth-Oriented Space Research" (<http://www.deos.tudelft.nl/ers/precorbs/>) en se basant sur un algorithme qui compare les amplitudes des pixels dans deux images radar (mission Tandem) afin de déterminer les erreurs d'orbite dues au champ de pesanteur. La correction de l'orbite, en tenant compte de l'erreur, entraînera la rectification des paramètres des images radar (Scharroo & Visser, 1998).

Cette technique a été incorporée dans plusieurs travaux (Watson et al., 2002 ; Pritchard & Simons, 2004 ; Cavalie, 2007) afin d'obtenir le plus de précision possible en ce qui concerne l'orbite radar.

Comme la montre la *Figure 180*, la mise à jours des orbites relatives aux images de 24/04/1992 (orbite 4046) et 07/08/1992 (orbite 5549) a permis, par la suite, d'éliminer des franges orbitales dans l'interférogramme associé. Ce qui facilite la visualisation des franges associées aux déplacements.

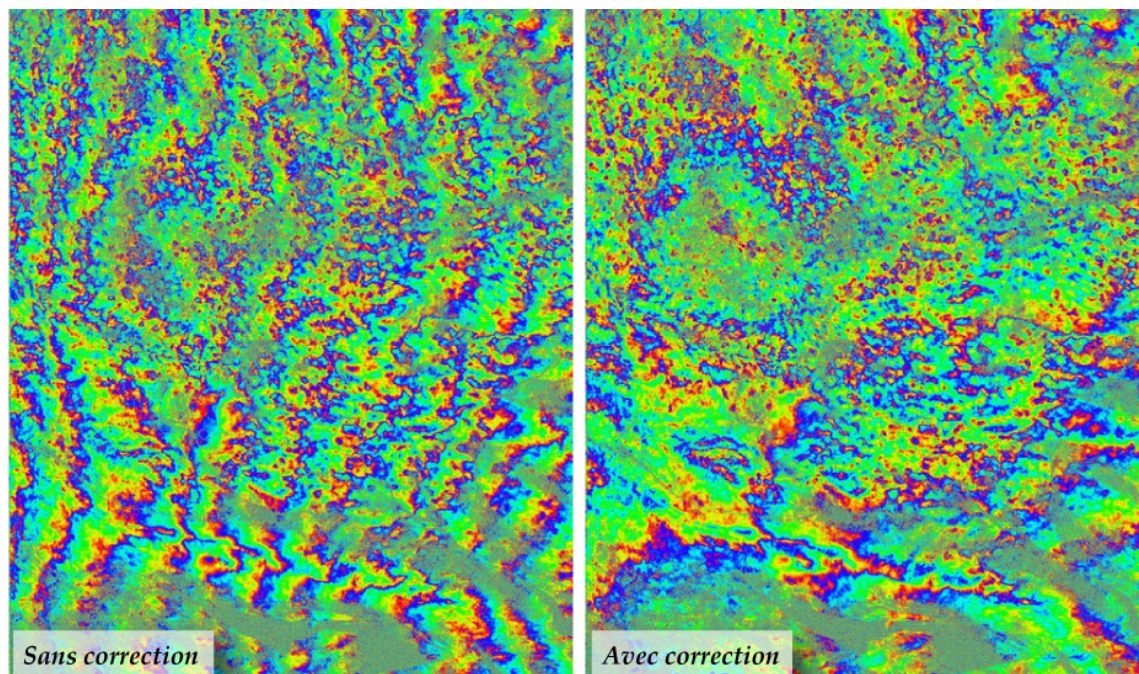


Figure 180: interférogramme 4046_5549 (entre 24/04/1992 et 07/08/1992), dans la géométrie radar, sans et avec les corrections des orbites.

II-1-b - Traitement : Calcul de l'interférogramme différentiel

Un couple d'images est nécessaire pour calculer l'interférogramme : image "maîtresse" (la plus ancienne) et l'image "esclave" (la plus récente).

Dans les logiciels d'interférométrie radar, la production de l'interférogramme peut se résumer en une commande ou un bouton pour lancer une série de traitements qui se succèdent pour aboutir à l'interférogramme. Ces étapes sont :

II-1-b-1- Le recalage (Co-registration):

Pour calculer un interférogramme, il est primordial de réaliser le recalage entre les deux images radar (*Figure 181*), c'est-à-dire de mettre une image radar dans la géométrie de l'autre en se basant sur la détermination des décalages à effectuer en distance et en azimuth (à l'échelle du pixel ou

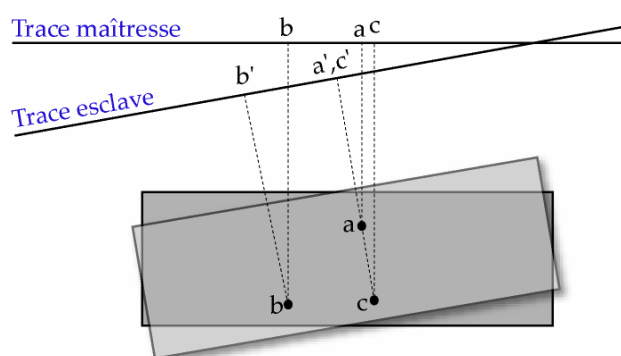


Figure 181: Recalage des images "maîtresse" et "esclave".

du sub-pixel). Pour élaborer cette transformation géométrique, différentes méthodes ont été développées (Li et Goldstein, 1987 ; Gabriel et Goldstein, 1988 ; Wu et Maître, 1990 ; etc.) et elles ont montré une grande fiabilité malgré la persistance de certains problèmes surtout dans les zones de compression ou de fortes pentes.

II-1-b-2- Construction de l'image radar multivision (multi-looking) SLC

Cette étape consiste à produire l'image radar multivision SLC (Single Look Complex) en se fondant sur le principe de la synthèse d'ouverture (pleinement exposé dans le paragraphe *Chapitre I -I-2-b -Géométrie ROS*) qui permet une augmentation significative de la résolution. Le produit final sera une image multi-vue (.pwr) (Figure 182).

Selon Hanssen (2002), dans le traitement interférométrique SAR, la multi-vision est pleinement exploitée pour le simple moyennage d'un certain nombre de cellules pour améliorer les statistiques de phase.

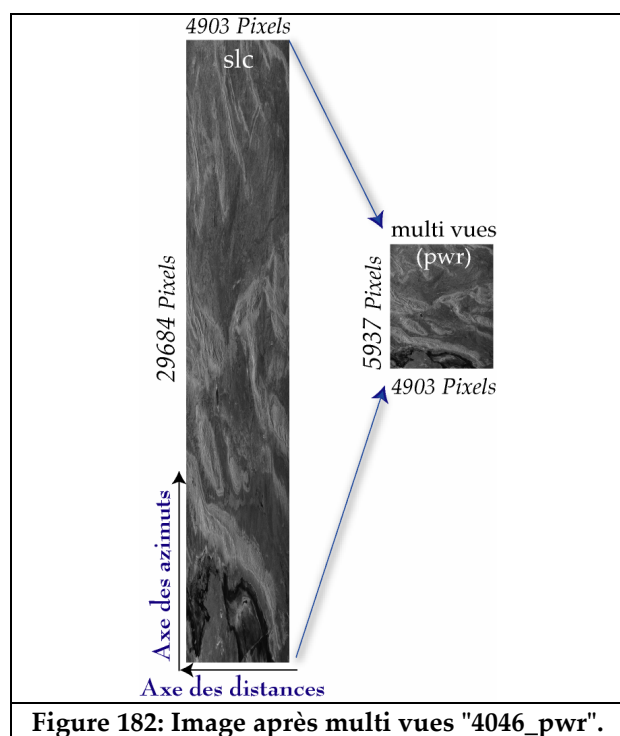


Figure 182: Image après multi vues "4046_pwr".

Le nombre des vues est en fonction de la taille des pixels en azimuth, la taille des pixels en distance, l'angle d'incidence au centre de la scène. Dans le cas du Radar ERS, la taille du pixel est égale à 3.99 m en azimuth et à 7.90 m en distance et l'angle d'incidence est de 23° , donc la résolution distale au sol est égale à $7.90/\sin 23^\circ = 20.21$ m. Ce qui permet, après multi-vues, de déduire une résolution distale au sol égale à 20.21 m et en azimuth est égale à 19.95 m. Mais souvent lors des traitements, la taille du pixel est maintenu à une valeur égale à 20 m (Figure 182).

Ainsi, cette étape consiste à convertir une image originale ERS SAR, dotée d'une grande résolution selon l'axe vertical (azimuth) et beaucoup moins selon l'axe horizontal (range), en une image de sortie « SLC multi-vues » dans laquelle chaque pixel représente la moyenne arithmétique de 5 pixels situés l'un au dessus de l'autre dans l'image originale (Figure 182).

Toutefois, il est important de noter que les paramètres du capteur ERS sont fixes, alors que ce n'est pas le cas pour d'autres systèmes ROS tels que RADARSAT, qui peuvent acquérir des images avec des angles d'incidence différents.

 Sarscape intègre cette étape dans la procédure de calcul de l'interférogramme.

II-1-b-3- Création de l'interférogramme :

Cette étape est réalisée en calculant la différence de phase entre chaque pixel de l'image "maîtresse" et de son équivalent de l'image "esclave". Dans des conditions théoriques idéales (effets atmosphériques négligeable, absence de corrélations spatiales et temporelles, absence de l'ombrage, etc.), la phase obtenue contient des informations sur la topographie et la déformation accumulée entre les deux dates d'acquisitions. En pratique l'interférogramme est influencé par d'autres facteurs tels que les changements de l'état de la surface (tissus végétal, activités humaines etc.) entre les deux prises de vues et les effets atmosphériques qui réduisent la cohérence entre les deux prises de vues.

Dans ce cas d'étude, les 17 images sélectionnées permettent théoriquement 70 combinaisons interférométriques. Parmi ces dernières, 45 ont été calculées avec succès (Figure 183). Les autres couples aboutissent à des résultats inexploitable pour des raisons techniques.

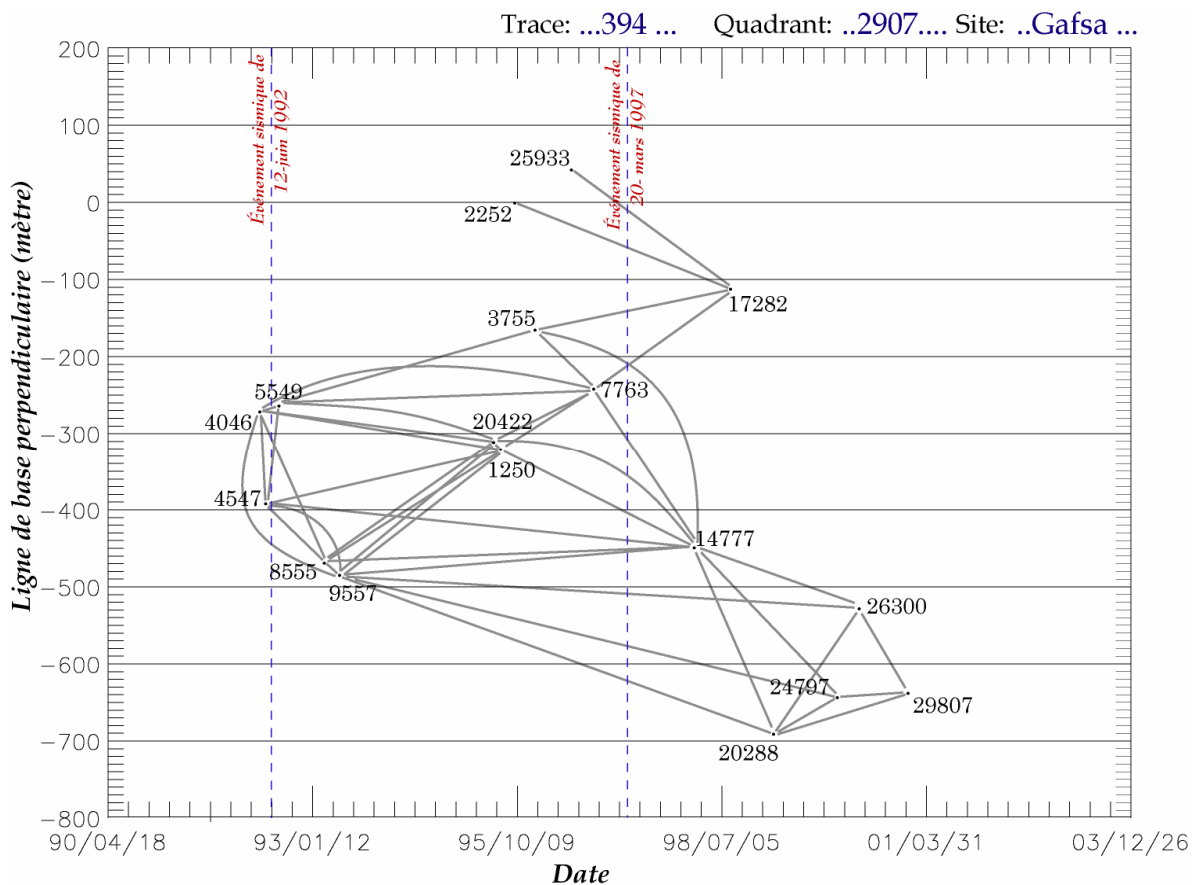


Figure 183: Représentation des 45 combinaisons interférométriques (segments gris) calculées à partir des 17 images ERS 1/2 disponibles pour la trace 394, le quadrant 2907 et en orbite descendante.

L'élimination des franges topographiques a été réalisée à travers l'introduction d'un Modèle de Numérique d'Élévation (Massonnet et al., 1993). Pour cela, nous avons testé deux types de DEM: le SRTM avec une résolution de 90×90 m et l'ASTER GDEM d'une résolution 30×30 m.

Après la soustraction de la contribution de la topographie, l'interférogramme obtenu est considéré comme une carte de déformation exprimée en franges de déformation (dans la Figure 190, le cycle complet de couleur est représenté du bleu au rouge). Chaque frange représente une demi longueur d'onde de déformation (puisque la phase est calculée en aller et en retour de l'onde) en surface le long de la visée du satellite ($\lambda/2 = 2.83$ cm) (Hanssen, 2002).

II-1-b-4- Création et analyse de l'image de cohérence

La cohérence, qui varie entre 0 et 1, est une estimation locale de la corrélation entre les deux images complexes utilisées pour former l'interférogramme. Elle reflète la variation de l'état de surface entre les deux prises de vue à travers le calcul du degré de corrélation des phases de deux images radar. L'intérêt de la mesure de corrélation complexe est qu'elle tient compte à la fois de la stabilité de phase et de la variation d'amplitude (Pathier, 2003).

L'image de cohérence est codée en octet, la valeur 255 correspond à des phases toutes identiques dans la cellule considérée. La valeur conventionnelle 0 est donnée aux pixels pour lesquels aucune valeur n'a pu être calculée. Une faible cohérence indique une grande variation de l'état de surface. Une cohérence élevée indique une faible variation.

L'image de cohérence est utilisée pour caractériser la qualité d'un interférogramme : une cohérence entre 0.3 et 0.5 est exploitable mais perturbée par le bruit, des valeurs comprises entre 0.5 et 0.7 sont considérées comme bonnes, et des valeurs supérieures à 0.7 sont excellentes. Ainsi, l'image de cohérence est considérée comme un paramètre pour évaluer l'incertitude de déplacement ; elle sera utilisée, par la suite, comme masque pour les images de phase (interférogrammes) pour afficher uniquement les franges situées dans les zones cohérentes.

La cohérence γ est donnée par l'amplitude du coefficient de corrélation complexe $\gamma_{1,2}$:


$$\gamma_{1,2} = \frac{E(Z_1 \cdot Z_2^*)}{\sqrt{E(|Z_1|^2)} \cdot \sqrt{E(|Z_2|^2)}}$$

$$\gamma = |\gamma_{1,2}|$$

éq. 43

Avec : Z_1 et Z_2 les deux signaux radar et $E()$ l'espérance mathématique qui est estimée grâce à une moyenne spatiale sur une fenêtre de pixels.

Comme la cohérence (éq. 43) est une mesure de confiance de la phase interférométrique, il nous paraît intéressant d'analyser cette information vis-à-vis des paramètres qui peuvent l'influencer : la ligne de base, l'altitude (m), la pente, l'atmosphère, etc.

 L'image de cohérence peut être aussi exploitée pour la détermination de l'occupation du sol et la segmentation du paysage (eg., Rognant, 2000 ; Ben Hassen et al., 2008).

- **Influence de la ligne de base (B_{\perp}) sur la cohérence :**

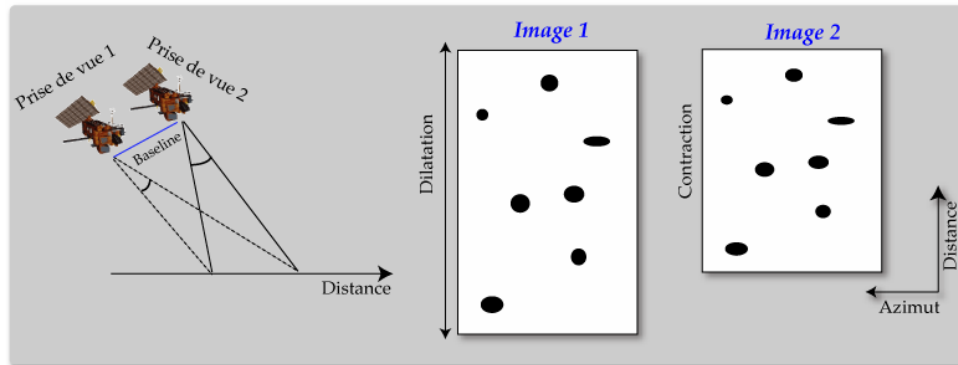


Figure 184 : Influence de la ligne de base sur la géométrie de l'image (modifié d'après Pathier, 2003).

Vu que l'acquisition des deux images interférométriques ne se fait pas avec le même angle d'incidence, la taille de la cellule de résolution sera différente.

Une même surface apparaîtra dilatée en distance sur l'image 1 par rapport à l'image 2, par la suite la superposition des deux images, pixel par pixel, n'est pas possible (Pathier, 2003): il faudra re-échantillonner l'une des deux images (Figure 184). Mais, l'information de l'image radar ne peut pas être totalement rétablie, ce qui va se traduire par une perte de cohérence géométrique.

Cependant, le degré de cohérence varie principalement en fonction de la ligne de base (c'est-à-dire l'écartement inter-orbites). Alors, pour pouvoir préserver la cohérence, la ligne de base (B_{\perp}) doit être la plus petite possible et d'après les travaux déjà réalisés, sa valeur doit être de l'ordre de quelques centaines de mètre.

- **Influence de l'étendue temporaire entre les deux prises de vue sur la cohérence :**

La cohérence est généralement importante (proche de 1) pour des surfaces très stables au cours de temps (zone urbaine, affleurements rocheux, structure métalliques, etc.) et faible (proche de 0) pour les surfaces dont les diffuseurs élémentaires ont une organisation spatiale changeante ou évolutive temporellement à l'échelle de la longueur d'onde dans les deux images

ou entre les deux passages du radar (zones d'eau, des forêts, etc.). Donc l'étendue temporaire entre les deux prises de vue peut causer une perte de cohérence temporelle.

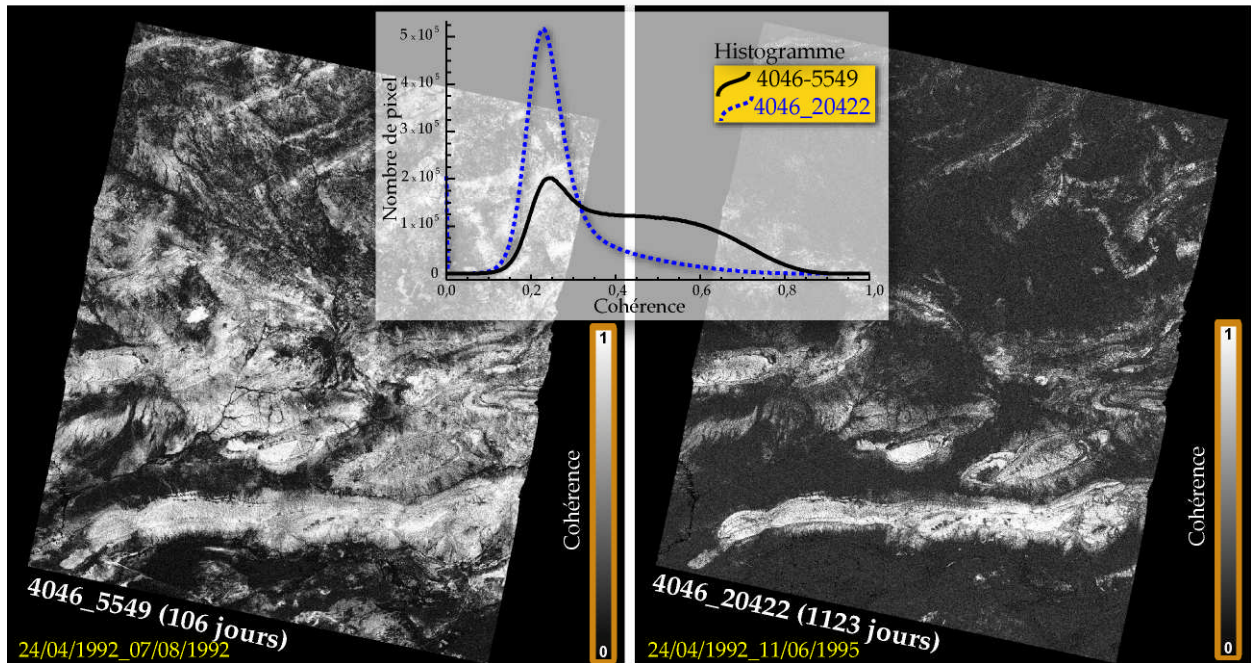


Figure 185: Deux exemples d'images de cohérence et leurs histogrammes relatifs.

La Figure 185 montre que la cohérence entre les images 4046-5549 ($B \perp = 14\text{m}$), avec un espacement de 106 jours, est plus élevée que celle entre 4046-20422 ($B \perp = 47\text{m}$) espacées de 1123 jours. Les histogrammes de la Figure 185 mettent en valeur cette variation : les deux courbes relatives aux deux images de cohérence montrent un pic au niveau de la valeur 0.2, sauf que dans l'image de cohérence interférométrique 4046-20422 la cohérence est concentrée entre 0.1 et 0.35, alors que les pixels de l'image 4046-5549 sont moins fréquents dans l'intervalle [0.1, 0.35] et, en revanche, plus présents entre les valeurs 0.35 et 0.90. Cela signifie que plus l'espacement temporaire entre les deux prises de vue est petit, plus la cohérence est préservée.

Mais cet indice varie spatialement : les zones planes (par exemple Chott el Djerid) sont marquées par un indice de corrélation très faible, alors qu'au niveau des chaînes cet indice a gardé une valeur élevée. Donc la cohérence ne dépend pas uniquement de l'étendue temporaire entre les deux prises de vue, mais elle peut varier aussi en fonction de l'altitude du terrain et de la composition lithologique.

- Influence de l'altitude et de la pente du terrain sur la cohérence:

La Figure 186 montre la variation de la cohérence interférométrique moyenne de cinq interférogrammes ERS-1/2 en fonction de l'altitude. Les intervalles d'évolution de la cohérence dans les cinq interférogrammes sont distincts :

- Malgré, une faible valeur ligne de base perpendiculaire (97 m), le couple de 14/05/1993-01/05/2000 (trait noir) possède une cohérence relativement faible (inférieure à 0.2). Vu l'étendue temporaire (presque 7ans) entre les deux prises de vue, cette grande perte de cohérence, répartie sur la totalité de la scène, est probablement de type temporaire.

- Le couple 24/04/1992-07/08/1992 (trait vert) présente une cohérence relativement importante (0.4 à 0.6), ceci s'explique par : ① une ligne de base faible (14m), ce qui limite la perte de cohérence géométrique et ② 106 jours d'espacement des prises de vue, ce qui limite la perte de cohérence temporaire.

Pour les couples interférométrique de 24/04/1992-07/08/1992 (en vert), de 29/05/1992-05/03/1993 (en bleu), de 24/04/1992-11/06/1995 (en jaune) et de 05/03/1993-16/02-1998 (en rouge), la variation de la cohérence en fonction de l'altitude trace des courbes d'allures générales semblables: cohérence augmente avec l'altitude jusqu'à 300 m puis elle diminue progressivement. En revanche, la corrélation entre la cohérence et la pente montre que ces deux paramètres varient d'une manière quasiment aléatoire jusqu'à une pente moyenne de 3° puis la cohérence interférométrique se stabilise malgré l'augmentation de la pente.

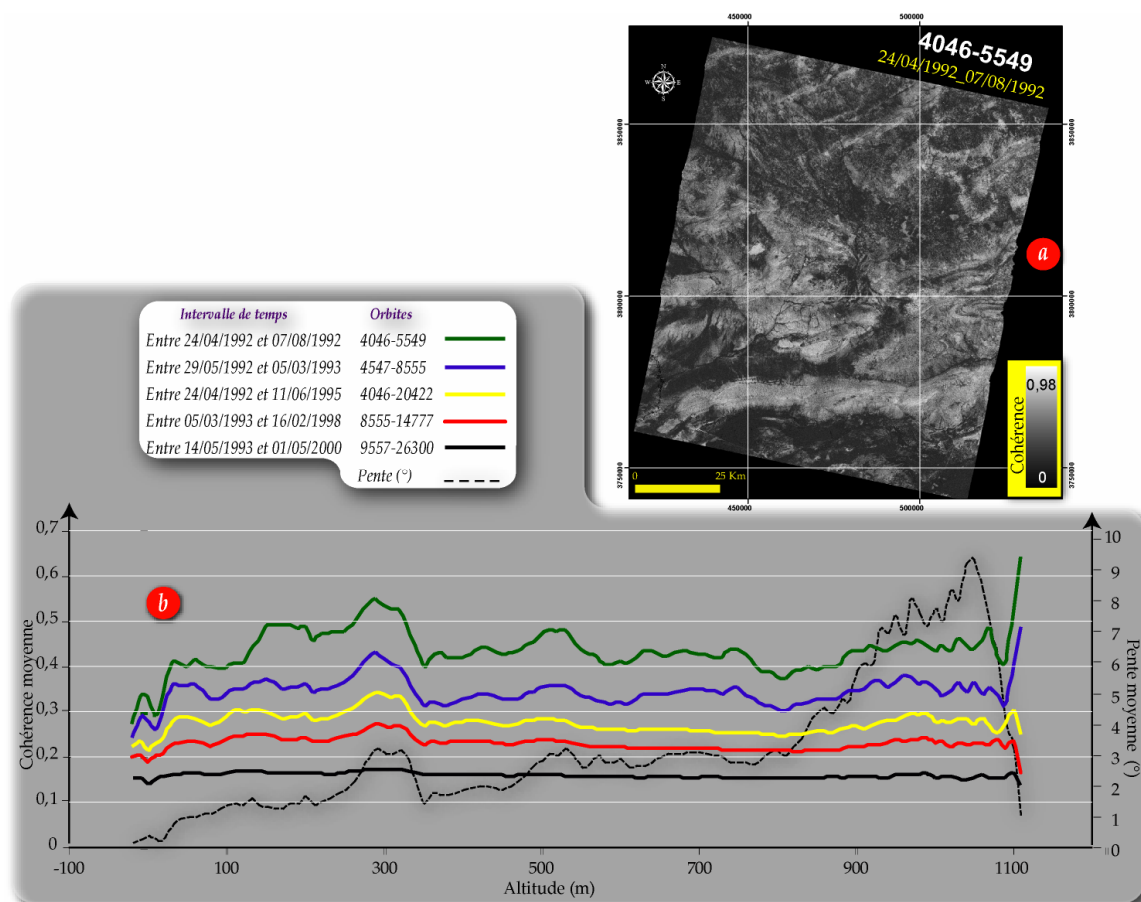


Figure 186: Influence de l'altitude et la pente moyenne sur la cohérence interférométrique. a- Exemple d'image de cohérence géocodée 4046_4459 ; b- Variation de la cohérence en fonction de l'altitude.

La pente moyenne est obtenue en moyennant les valeurs des pentes de tous les pixels du MNT se trouvant à une même altitude. De même pour la cohérence moyenne.

Dans certaines études, et selon la zone, la cohérence peut réagir différemment vis-à-vis de l'altitude du relief, comme c'est le cas traité par Bombrun (2008) au niveau du glacier d'Argentière et qui montre que la cohérence est dépendante de l'altitude du relief et aussi de la température qui influence la fonte des glaces.

- Influence de la lithologie sur la cohérence:

L'analyse des images de cohérence montre que la cohérence persiste dans les terrains à lithologie dure par exemple les calcaires et les dolomites. Par contre, elle diminue dans les terrains occupés par des roches tendres par exemple les alluvions du Quaternaire (Figure 185).

II-1-c - Post-traitement

Après le calcul des interférogrammes : il ne reste qu'à quantifier le déplacement de la surface topographique.

II-1-c-1- Filtrage et déroulement de phase

La visualisation des interférogrammes, calculés précédemment, permet d'apercevoir clairement l'aspect bruité (*en anglais : phase noise*) de ces images. Ainsi la présence de bruits sur l'interférogramme peut déformer considérablement l'information de phase. Par la suite, on procède généralement à un filtrage afin de réhausser le rapport signal sur bruit (Hanssen, 2002 ; Lacombe et al., 2002 ; Guéguen, 2007). En effet, dans notre cas d'étude, nous avons exploité un filtre adaptatif (avec une fenêtre de 5 sur 5). Le choix du filtre adaptatif est justifié par sa sensibilité aux variations de phases liées aux bruits (Chiglia et Pritt, 1998), permettant ainsi d'éliminer le bruit sur l'image interférométrique tout en préservant les structures de l'image.

Après le filtrage, nous avons procédé au déroulement de phase (*en anglais : unwrapped phase*) afin de quantifier le déplacement (Figure 187). Le déroulement de phase en interférométrie SAR est une étape importante lors de la construction de cartes topographiques ou pour le calcul de déplacement topographique (Guillaso et al., 2003, Ben Hassen, 2005 ; Costantini & Rosen, 1999).

En effet, la différence de phase de deux signaux radars est proportionnelle à l'élévation du point imagé. Ainsi, on peut calculer cette élévation à un modulo 2π près. Le déroulement de phase permet de s'affranchir de cette ambiguïté.

Cette opération vise, en fait, à convertir l'information de phase mesurée, exprimée en radians et donc modulo 2π , en une variation de phase continue φ_{abs} (Figure 187).

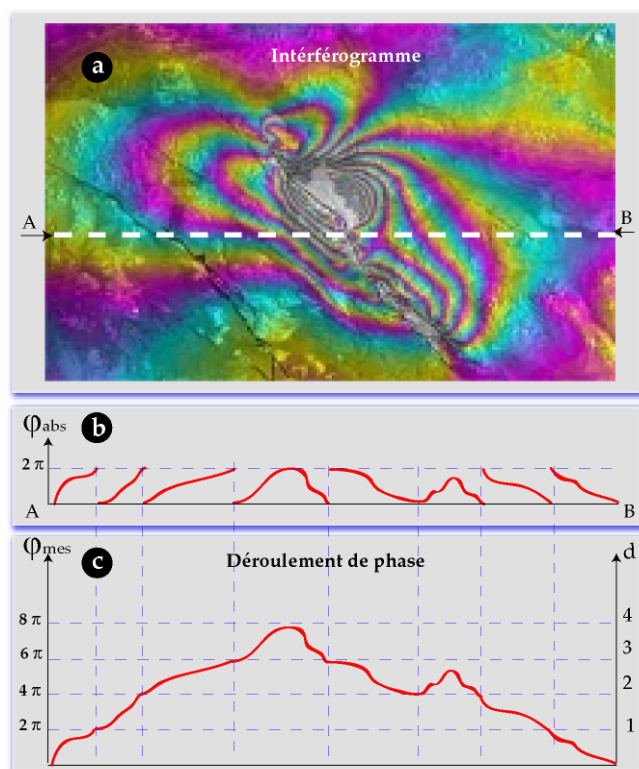


Figure 187: Principe de déroulement de phase : a- Interférogramme (calculé par Peltzer et al. (2001) pour l'étude de la déformation suite au séisme Hector Mine, Californie, en 1999 avec Mw 7.1) ; b- Variation de la phase interférométrique suivant la coupe AB ; c- Déroulement de phase en une dimension.

Par la suite, si la phase mesurée est φ_{mes} , il faut trouver le bon nombre de cycles k , appelé aussi ordre, qui vérifie l'équation éq. 44:

$$\varphi_{abs} = 2k\pi + \varphi_{mes} \quad \text{éq. 44}$$

Où φ_{abs} est la phase absolue déroulée qui représente une constante représentant l'élévation réelle du point.

Dans la littérature (Arfken, 1985 ; Ghiglia et Romero, 1994 ; Goldstein et al., 1988 ; etc.), plusieurs méthodes ont été adoptées pour réaliser le déroulement des interférogrammes.

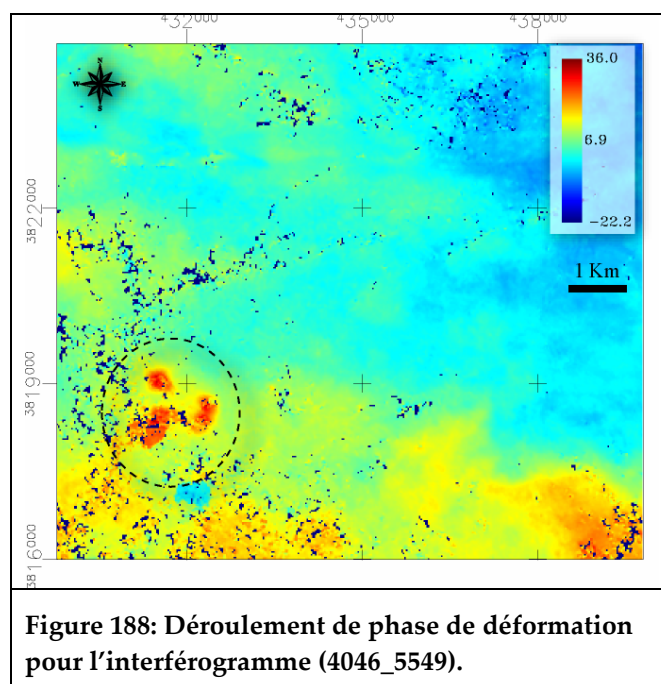


Figure 188: Déroulement de phase de déformation pour l'interférogramme (4046_5549).

Nous avons employé une méthode qui consiste à corriger la phase de chaque pixel par rapport au pixel adjacent en supposant que la pente entre ces deux points est la plus faible possible parmi toutes celles définies à 2π près (Hanssen, 2002 ; Belabbes, 2008). Donc, il s'agit de redistribuer à chaque pixel sa phase absolue. Un exemple de déroulement de phase dans la zone d'étude est illustré dans la *Figure 188*.

II-1-c-2- Géocodage (*Figure 189*) et production de la carte des déplacements:

Le produit calculé, image de cohérence ou interférogramme ou simplement l'image d'amplitude radar, n'est pas encore superposable avec une carte ou une photo de la surface sol. En effet, la composante distance (ou slant range) ne peut être directement assimilée à une position au sol, puisque la projection associée est inclinée. Les distances vont donc être converties en terme de distance au sol (ou ground range) par une simple division par $\sin(\theta)$ (θ est l'angle local d'incidence).

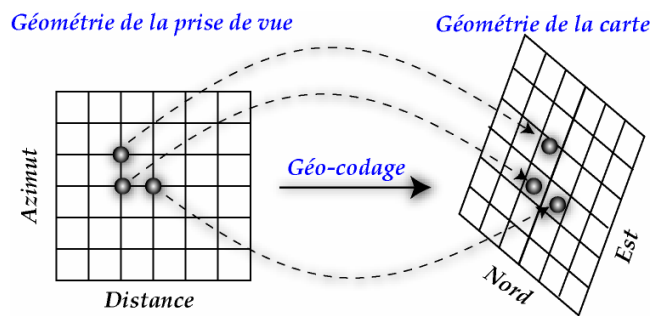


Figure 189: Procédure de Géocodage (d'après Small, 1998).

Pendant la procédure du géocodage, la transformation géodésique et cartographique doit être considérée pour convertir l'image du système de coordonnées Cartésien Global (WGS-84) dans le Système de la Référence Cartographique local (ici, UTM - zone 32N).

La géométrie obtenue est alors rigoureusement identique à celle du terrain, cependant afin de pouvoir la superposer à celle d'un MNT, un nouveau traitement est indispensable. Les coordonnées sont transposées dans l'espace du référentiel géographique (référentiels de Lambert, ED87, WGS84, etc.), l'image est ensuite plaquée sur la projection associée (projection UTM, conique, elliptique, etc.).

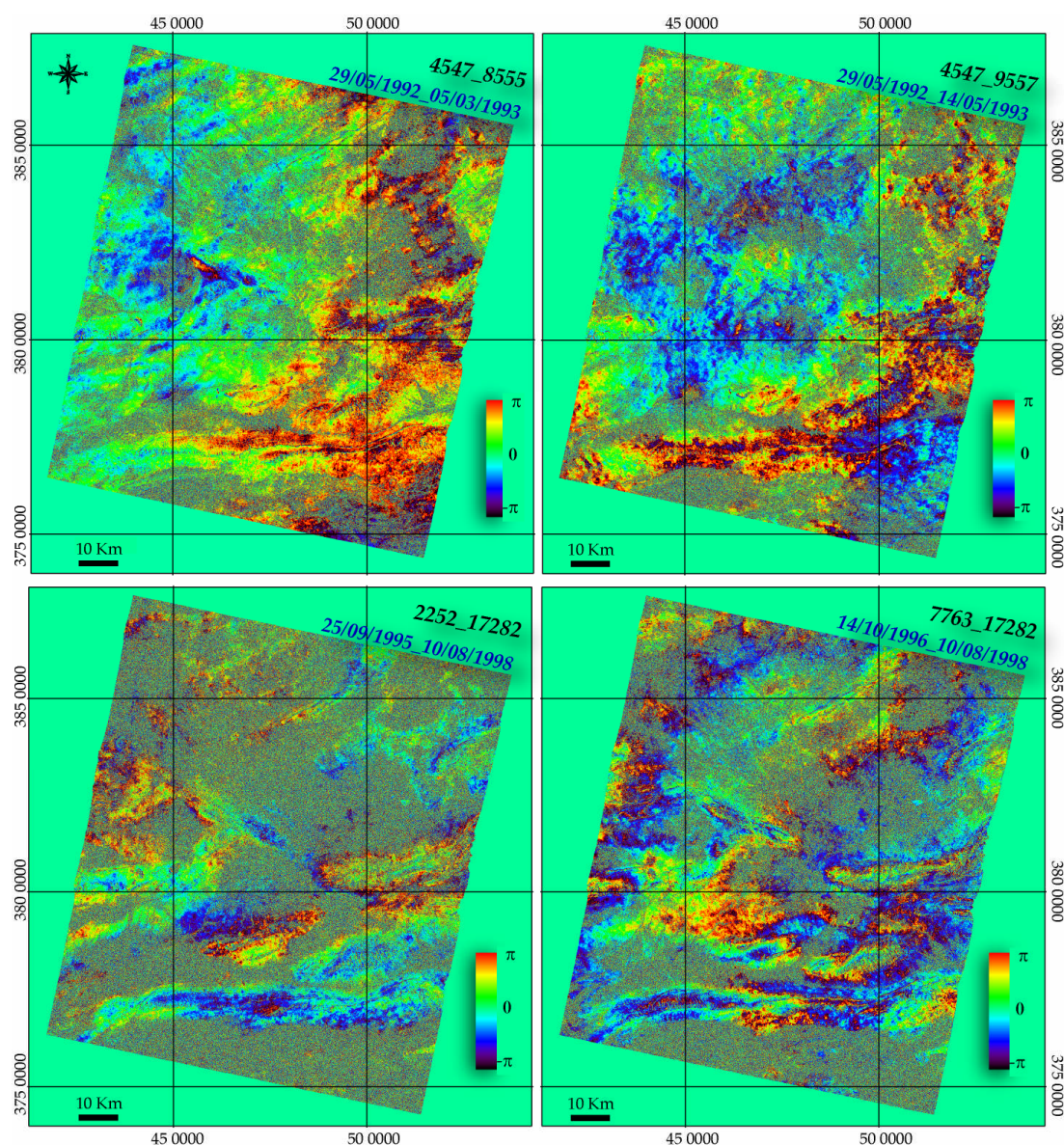
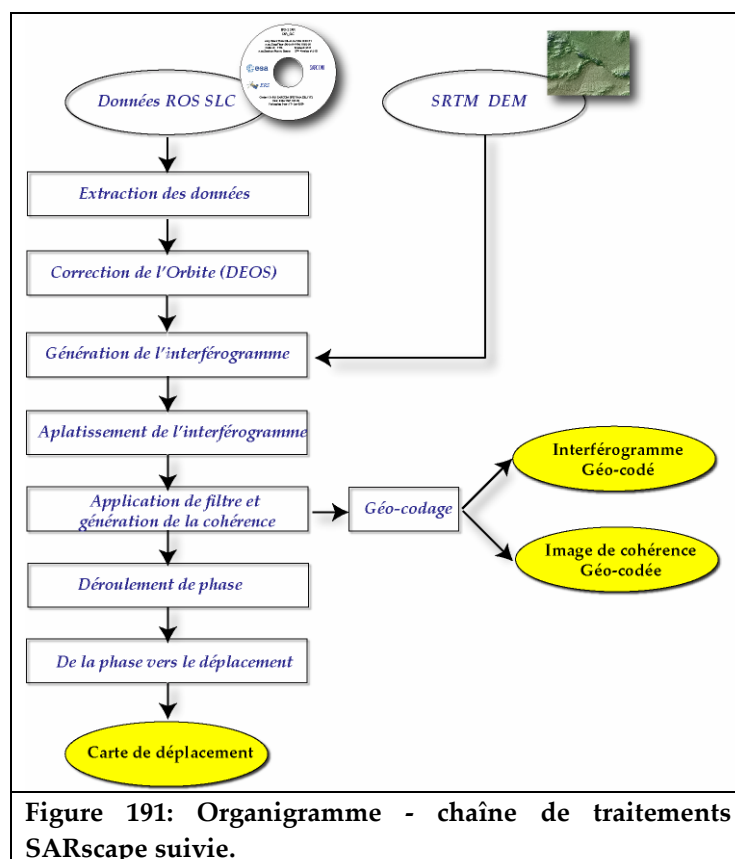


Figure 190: Exemples d'interférogrammes calculés et géocodés.

II-2 - Produits et analyse des résultats de l'interférométrie

II-2-a - Produits des traitements interférométriques:

Dans cette étude, nous avons calculé, avec le module SARscape dans l'environnement d'ENVI ® (www.sarmap.ch), 45 interférogrammes en utilisant 17 images radar de 1992 à 2001 (Figure 183). Ce choix a été limité aux interférogrammes avec une ligne de base perpendiculaire inférieure à 300 m, un espacement temporel inférieur à 1000 jours et une valeur de la différence des fréquences centroïde Doppler inférieure à 300 Hz.



Dans la plupart de ces interférogrammes, nous avons observé de nombreux artefacts. Cet inconvénient majeur est dû à la diversité des conditions atmosphériques entre les deux images radar utilisées pour calculer l'interférogramme (Fruneau et al., 2005 ; Goldstein, 1995 ; Hanssen et al., 1999).

En récapitulant, l'évaluation du déplacement du sol passe par plusieurs étapes dont les plus importantes sont: extraction des données, mise à jour des orbites du radar, géocodage, création des images

de la cohésion, calcul de l'interférogramme, déroulement de phase et cartographie des déplacements. La série complète des étapes est illustrée dans la *Figure 191*.

Ainsi, cette chaine de traitements aboutit à trois produits :

- image de phase (*Figure 190*) ;
- image d'amplitude (*Figure 192*) ;
- image de cohérence (*Figure 185*).

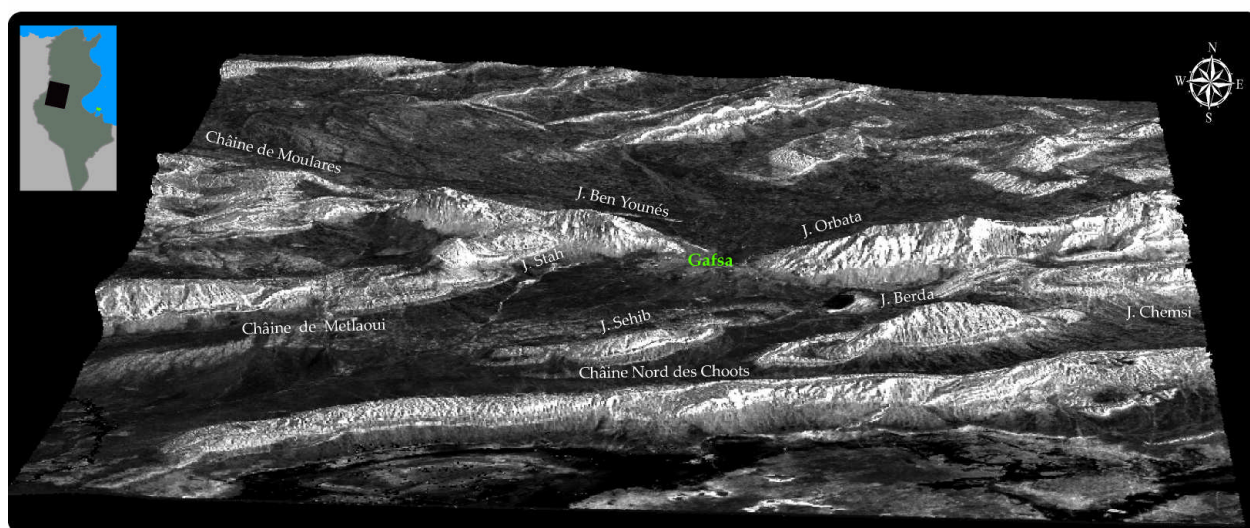


Figure 192: Image d'amplitude 8555-14777 après Géocodage.

La visualisation de certains interférogrammes fait surgir une zone de déplacement topographique (*Figure 193*).

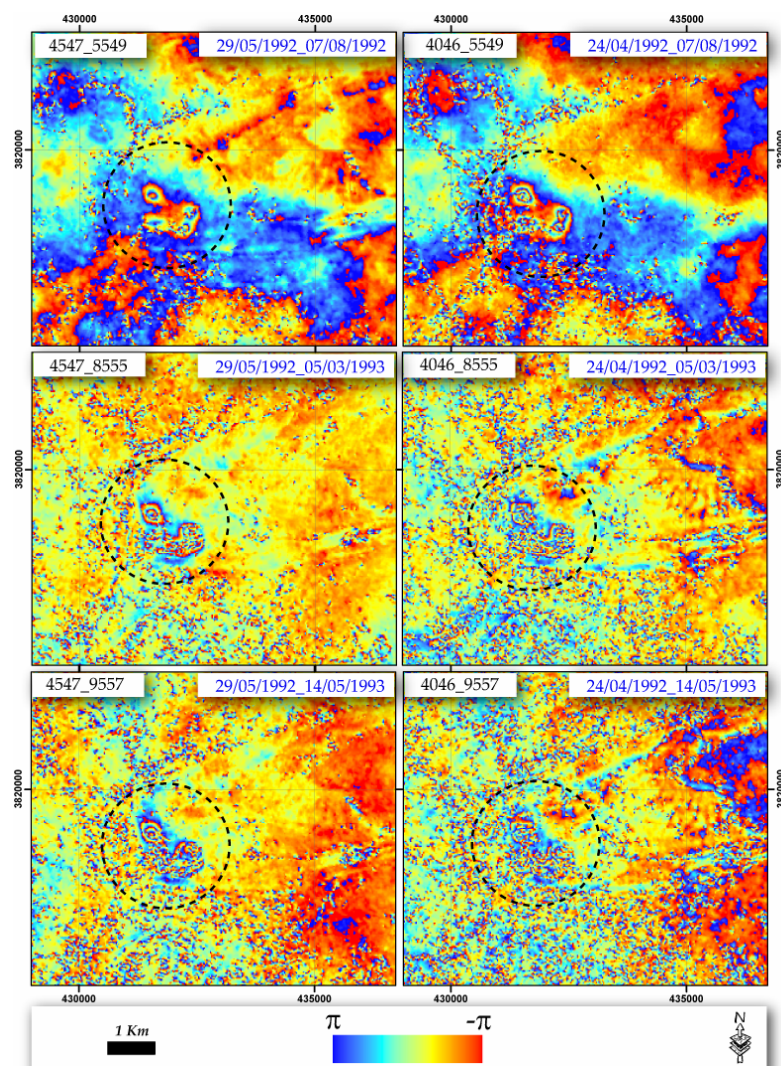


Figure 193: Visualisation de la déformation dans différents interférogrammes.

Pour vérifier que les franges, observées dans ces interférogrammes (*Figure 193*), ne sont pas de type topographique (résultat d'une inexactitude au niveau du MNT utilisé), nous avons procédé à une comparaison entre un interférogramme (4547_8555) généré avec un ASTER GDEM (résolution 30×30m) et le même interférogramme mais avec un SRTM (90×90m). La visualisation des deux interférogrammes (*Figure 194*), confirme que ces franges, susceptibles de traduire une déformation, ne sont pas de type topographique puisqu'elles persistent dans les deux interférogrammes.

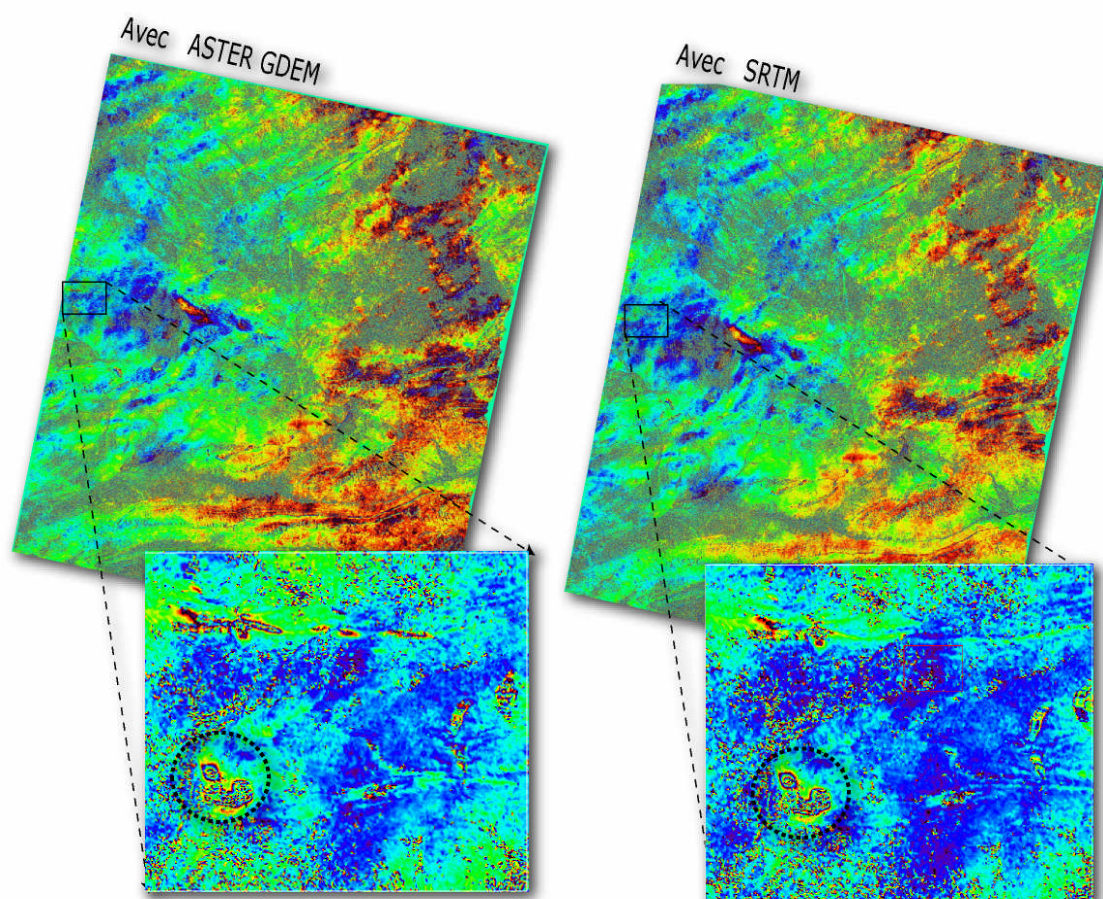


Figure 194: Comparaison entre deux interférogrammes (4547_8555), dans la zone d'étude, calculés en utilisant deux types de MNE (*SRTM* et *ASTER GDEM*).

Ces déplacements seront le sujet d'une étude analytique approfondie pour définir le moteur principale responsable de ce phénomène (s'agit-il d'un mouvement d'origine sismique ou provoqué par une activité anthropique ?).

II-2-b - Analyse des déplacements observés sur les interférogrammes

La zone de déplacement est située à 500 m de la ville de Moularés du côté nord (*Figure 195*), et au sud de la chaîne de Moulares (*Figure 196*).

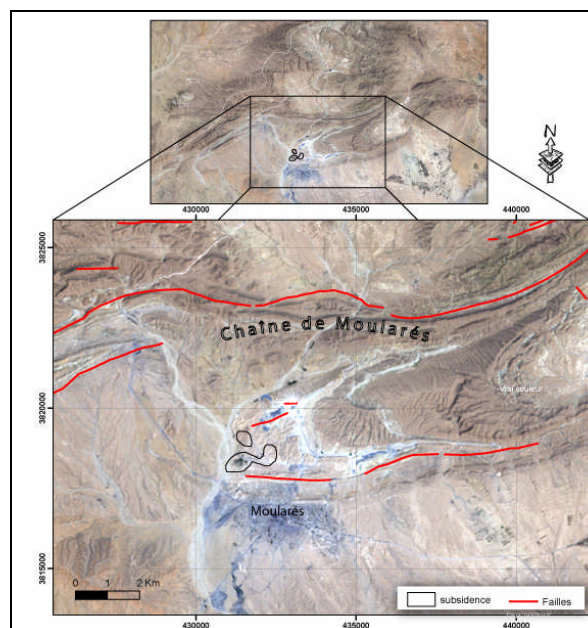


Figure 195: Localisation de la zone de déplacement.

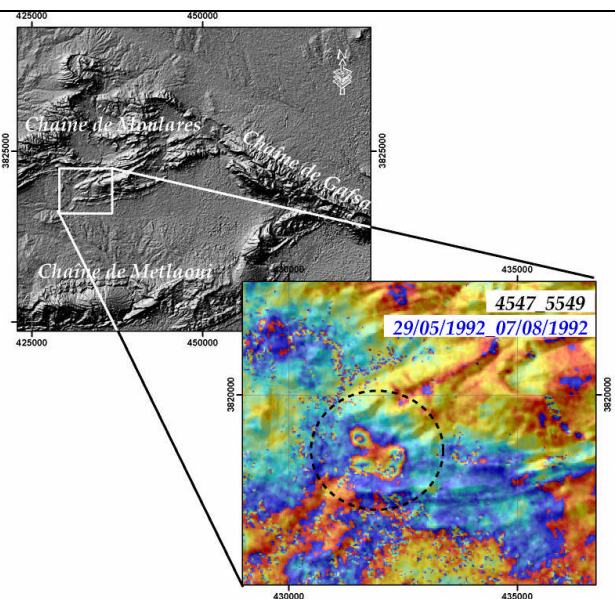


Figure 196: Localisation de la déformation vis-à-vis le relief : J. sif el Lehem (chaîne de Moulares).

Basé sur le traitement interférométrique, nous pouvons confirmer que le déplacement est survenu entre le 24/04/1992 (orbite 4046) et le 14/05/1993 (orbite 9557). Mais pour la raison de l'absence des images radar avant 1992, nous ne pouvons pas confirmer la date de début de ce phénomène.

Pour surveiller ces effondrements, nous avons choisi, pour représenter la variation des déplacements entre seulement trois date (Figure 197): la Figure 197- a et b montrent que, entre 29/05/1992 et 14/05/1993, la subsidence a progressé pour atteindre un taux de subsidence altimétrique de 7 cm et une surface évaluée à 1,3 Km²). Le suivi temporel de la subsidence, pendant la période analysée, est concrétisé par la réalisation des profils du déplacement (Figure 197- c). Ces profils indiquent une déformation non-linéaire: une petite déformation dans la partie nord-est et un affaissement relativement élevé dans la partie sud-ouest et centrale.

La majeure partie des zones d'effondrement est située sur des terrains limoneux d'âge Holocène, par conséquent la cohérence diminue considérablement lorsque l'intervalle de temps entre les deux prises de vue est étendu. Cette perte de cohérence (Zebker & Villasenor, 1992), limite l'usage et l'interprétation de quelques interférogrammes, par exemple l'interférogramme 9557-20422 (entre 14/05/1993 et 06/11/1995) et l'interférogramme 9557-1250 (entre 14 / 05/1993 et 17/07/1995).

Du 14/05/1993 au 06/11/1995, cette perte de cohérence empêche de vérifier s'il y avait un effondrement ou non. Tous les interférogrammes calculés en utilisant deux images acquises après le 06/11/1995 (Orbite 20422), ne montrent aucun indice de déplacement.

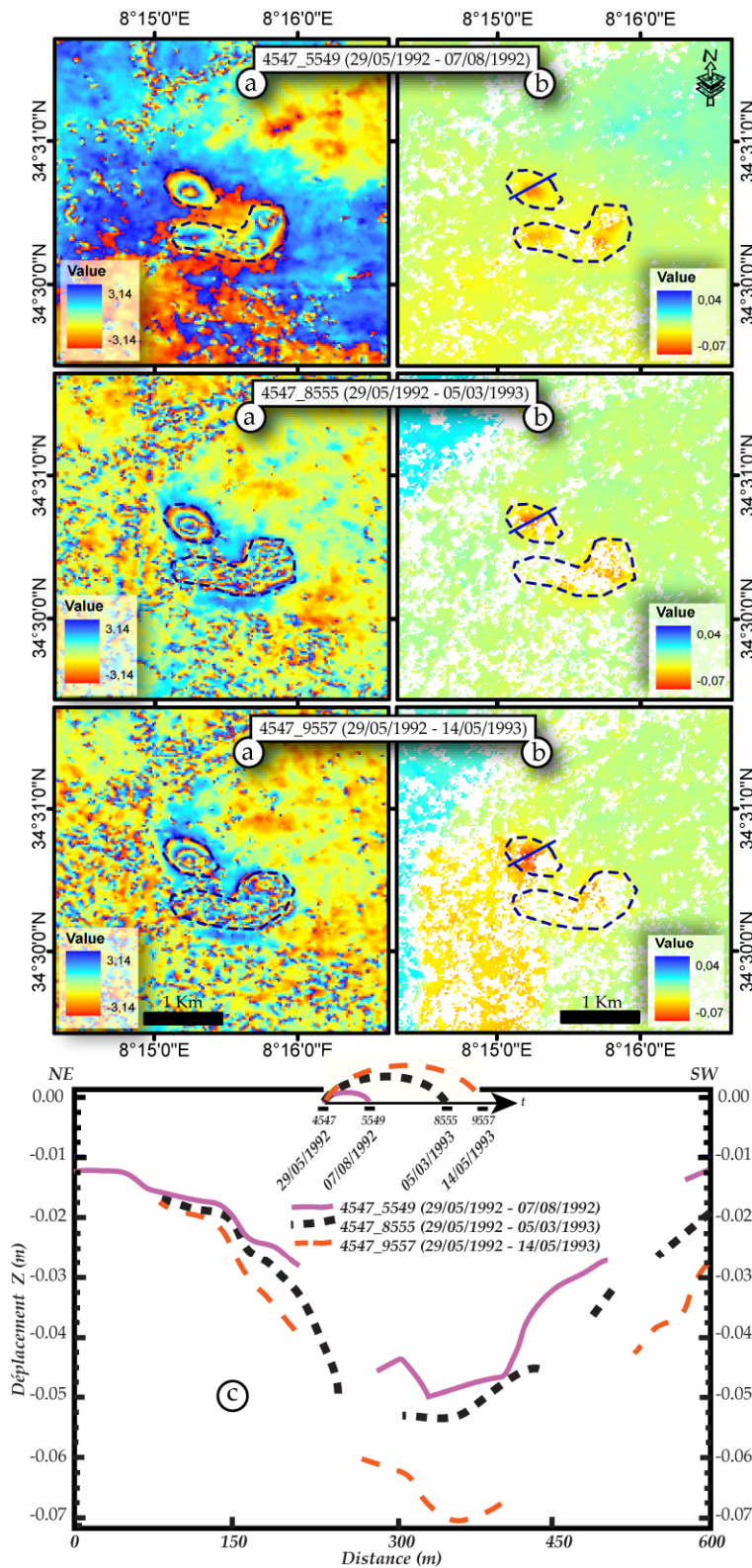


Figure 197: Évolution de la subsidence à partir de trois interférogrammes : a- interférogrammes ; b- carte des déplacements ; c- exemple de profil de déplacements (cf. localisation sur carte b).

Pour les autres sites miniers couvertes par les interférogrammes (Mdilla, Metlaoui, Redeyef), la technique de DInSAR n'a pas révélé de subsidence durant la période couverte par les 17 images radar (à partir de 24/04/1992 jusqu'à 01/01/2001). Ceci peut être expliqué par la perte de cohérence dans ces zones.

D'après les interférogrammes réalisés dans cette étude ainsi que dans d'autres travaux de recherche (Fukushima, 2005 ; Fruneau et al., 2005 ; Pathier, 2003 ; Raucoules et al., 2002 ; Lu et al., 2002 ; etc.), l'interférométrie radar présente quelques défiances:

- la perte de cohérence (déjà détaillé plus haut dans le rapport): elle dépend de plusieurs facteurs dont certains sont liés au capteur, à la géométrie de prise de vue, au type de terrain ou aux évolutions temporelles des cibles.
- les artéfacts atmosphériques : une modification des conditions atmosphériques entre les périodes d'acquisition des images radar induit un potentiel ralentissant de la propagation de l'onde radar $d\varphi$ (éq. 45) qui se traduit par une rotation de phase sur l'interférogramme. Ces artéfacts atmosphériques, fréquemment rencontrés dans les interférogrammes calculés dans cette étude, se présentent sous forme de franges supplémentaires dans l'interférogramme, perturbant, ainsi, la mesure des déformations (Fruneau et al., 2005 ; Goldstein, 1995 ; Hanssen, 1999).

$$d\varphi = \frac{4\pi \cdot dR_0}{\lambda}$$

éq. 45

Avec dR_0 la variation du chemin optique.

II-3 - Visualisation sur le terrain et interprétation des affaissements

Des missions terrain ont été effectuées, elles avaient pour but de visualiser les déformations sur le terrain dans les deux zones affichées dans la *Figure 195*.

Les explorations sur le terrain ont révélé que les effondrements sont très probablement liés à l'existence de cavités d'exploitation des phosphates.

Malheureusement, nous ne disposons pas d'une cartographie d'exploitation des phosphates. Pour cette raison, nos interprétations seront basées essentiellement sur nos observations sur le terrain.

II-3-a - Moteur d'affaissement : exploitation des phosphates:

A l'échelle mondiale, les dépôts phosphatés, dont le minéral dominant est l'apatite, se rencontrent dans des divers étages géologiques. Sa genèse coïncide avec certaines conditions particulières de sédimentation qui se sont reproduites à différents intervalles géologiques

particulièrement au cours du Dévonien, Jurassique, Albien, Crétacé sup. Eocène, Tertiaire récent, etc. (Meunier-Christman, 1988 ; Sandstrom, 1982 ; Rachidi, 1983 ; etc.).

En Tunisie, les principales manifestations phosphatées sont attribuées au sommet du Paléocène- et la base de l'Eocène (Sassi, 1974 ; Ben Abdesslem, 1979), cette série correspond à la formation Chouabine. Elle se présente sous la forme d'une roche

d'aspect sableux, plus au moins dure, le plus souvent friable, dont la couleur varie du gris jaunâtre clair au brun. Sa densité varie de 2 à 2,2 (Castany, 1952 ; Burollet, 1956 ; Sassi, 1974 ; Chaabani, 1995). La formation Chouabine offre une grande variété de faciès sédimentaires : marnes, argiles, calcaires souvent lumachelliques, phosphates, cherts (Ben Hassen, 2008).

Cette formation est surmontée par les calcaires à Ostracées de la formation Métlaoui s.s. d'âge lutétien inférieur (Burollet, 1956).

Le phosphate en Tunisie a été découvert en 1885 par Philippe Thomas à Foug Thelja situé dans le bassin de Gafsa en Tunisie centrale à proximité de la ville de Métlaoui. L'exploitation a débuté en 1896, date de création de "la Compagnie de Phosphate et de Chemin de Fer de Gafsa". Depuis cette date et jusqu'à la fin des années 70, l'exploitation se faisait par mines sous terrain et les principaux centre d'exploitation (voir localisation sur la Figure 198), sont : Métlaoui (ouverture en 1899), Moulares (ouverture en 1904), Redeyef (ouverture en 1903) et Mdhilla (ouverture en 1920).

Avec l'évolution des moyens d'extraction, l'exploitation

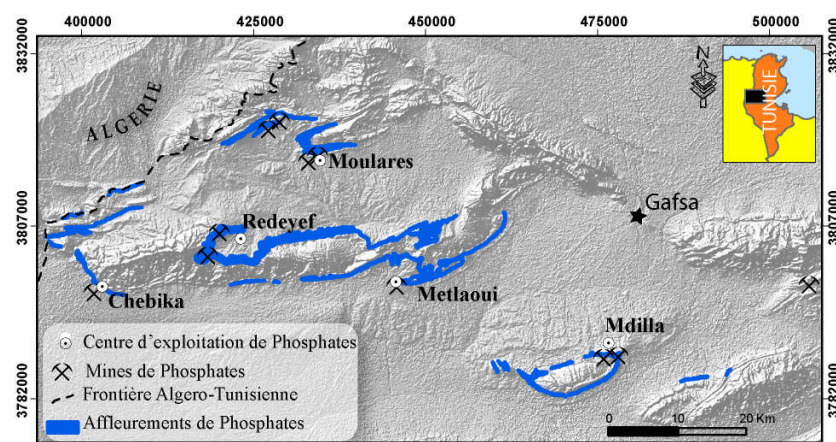


Figure 198: Villes, affleurements et mines de phosphates dans la zone d'étude.

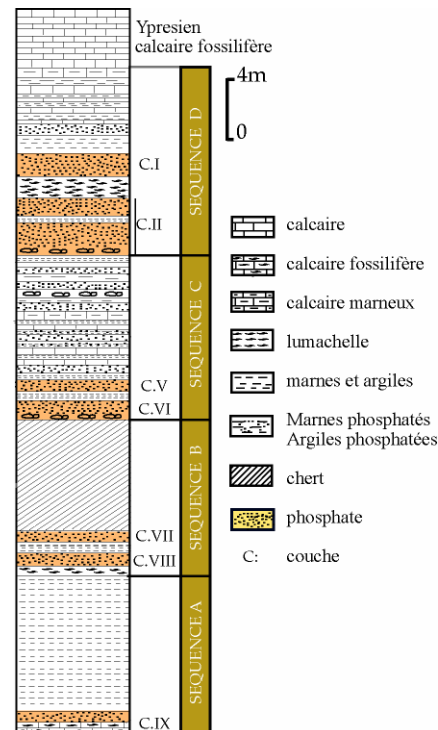


Figure 199: Profil lithologique de la série phosphate principale du bassin de Gafsa montrant les séquences (modifié d'après Sassi, 1974).

est transférée progressivement à jour et depuis le début du 21^{ème} siècle, toute l'extraction est réalisée à ciel ouvert. La production atteinte actuellement 8 millions de tonnes ce qui permet à la Tunisie d'occuper la 5^{ème} place à l'échelle internationale.

La série phosphatée compte neuf couches phosphatées numérotées de I à IX (Sassi, 1974). Seules les couches I-II, V-VI et VII-VIII ont fait l'objet d'exploitation intense (Figure 199). Le pendage de ces couches, leurs profondeurs ainsi que leurs épaisseurs peuvent varier d'une manière considérable dans l'espace. Cette variation peut être expliquée essentiellement par la diversité du contexte morphologique, géologique et tectonique local.

Pour mettre en évidence cette variation, nous avons schématisé la géologie en sub-surface de la zone de Moulares (Stah El Souda) à travers la réalisation d'une coupe géologique en trois dimensions à partir des cartes géologiques de Moulares et de Metlaoui à l'échelle de 1/100 000^{ème} (Figure 200). Cette illustration montre que les phosphates peuvent affleurer en surface dans des zones comme elles peuvent se retrouver à des grandes profondeurs. Ainsi, leurs pendages peuvent varier de sub-vertical à sub-horizontal. D'autres zones sont marquées par l'absence totale des dépôts phosphatés. Dans le cas illustré (Figure 200), cette absence peut être expliquée par l'influence des phénomènes d'érosion.

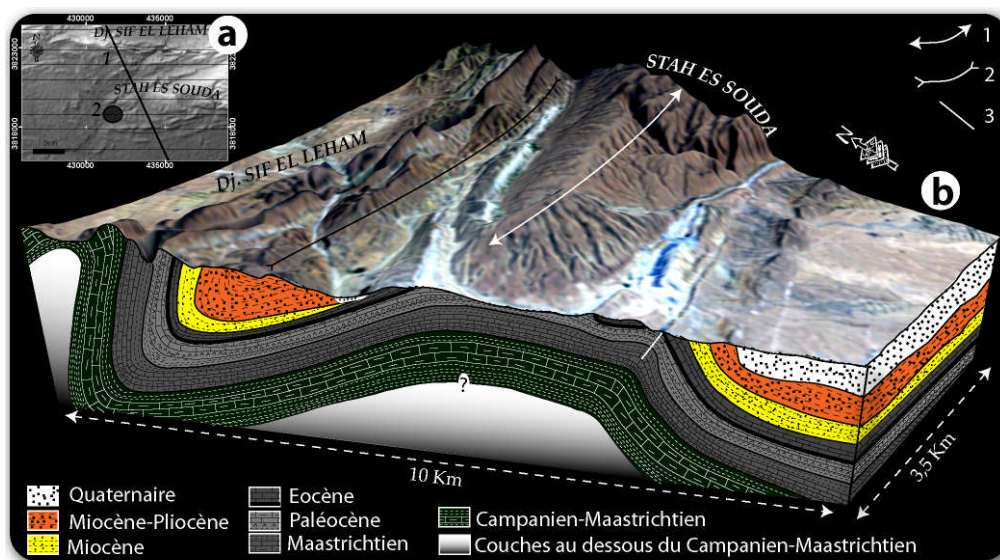


Figure 200: Géologie en sub-surface de la zone de Moulares : a- Situation de la coupe (1- Situation de la coupe sur le MNT, 2 - Zone de subsidence) ; b- Coupe géologique, réalisée à partir des cartes géologiques de Moulares et de Metlaoui à l'échelle de 1/100 000^{ème}, montrant la répartition des phosphates (en couche noire à la base de l'Eocène) : 1- Synclinal, 2- Anticlinal, 3- Faille.

Le rendement de l'exploitation dépend surtout de la méthode d'exploitation adoptée, Celle-ci dépend elle-même de la nature des terrains traversés (toit) et des conditions d'exploitation à savoir exploitation dans le niveau phréatique ou en dehors de celui-ci. Ainsi

l'exploitation souterraine, par la méthode classique, ne permet pas de dépasser 40% de rendement. Alors que la méthode mécanique permet d'atteindre 70 %. Toutefois c'est la méthode de la "taille" qui permet d'avoir le meilleur rendement (presque 90%). A ciel ouvert l'exploitation est moins coûteuse et le rendement est presque 100%.

Mais, l'exploitation souterraine est souvent accompagnée d'effondrement visible à la surface (eg., [Hoffmann et al., 2003](#) ; [Kuenzer et al., 2007](#) ; [Yang et al., 2010](#) ; [Jiang et al., 2011](#)). L'extension de l'effondrement dépend du volume du vide ainsi créé. Cette perturbation entraîne des impacts visuels négatifs et l'endommagement de l'infrastructure de base dans une région urbaine.

II-3-b - Interprétation des affaissements :

Concernant les interférogrammes exploitables, ils ont été intégrés dans un système d'Information Géographique (SIG), mis en place pour analyser et interpréter les causes de ces déformations. Ce SIG, qui intègre toutes les couches géo-référenciées (localisation de déformation, couches géologiques, hydrauliques, tectoniques, morphologique, etc.), permettra de mieux comprendre le moteur qui les a engendré.

Les mines sont souvent décrites comme un environnement à stabilité fragile qui dépend de plusieurs facteurs: le contexte géologique ([Contrucci et al., 2011](#)) ; contexte tectonique ([Li et al., 2004](#)) ; structure des mines ([Hewitson, 1995](#) ; [Wang et al., 2008](#)) ; etc. Cette instabilité peut apparaître par l'affaissement des terrains ([Wang et al., 2008](#)).

Les mines souterraines des phosphates, comme pour d'autres produits miniers, sont dans la plupart des cas, structurées en panneaux. Dans le cas de la mine de Moulares la méthode d'exploitation utilisée est celle des chambres (l'espace exploité) et des piliers (qui servant au soutènement du toit) (*Figure 201*). L'espacement entre les piliers ainsi que leurs dimensions varient selon la nature et les caractéristiques mécaniques des terrains exploités et l'importance du toit soutenu.

Les premières excavations dans la région de Moulares ont commencé en 1975 avec le mode manuel, puis elle s'est progressée vers le mode semi automatique puis automatique. L'arrêt du chantier dans la zone d'étude s'est fait en 1990. Ce qui signifie que l'effondrement s'est déroulé après l'exploitation.

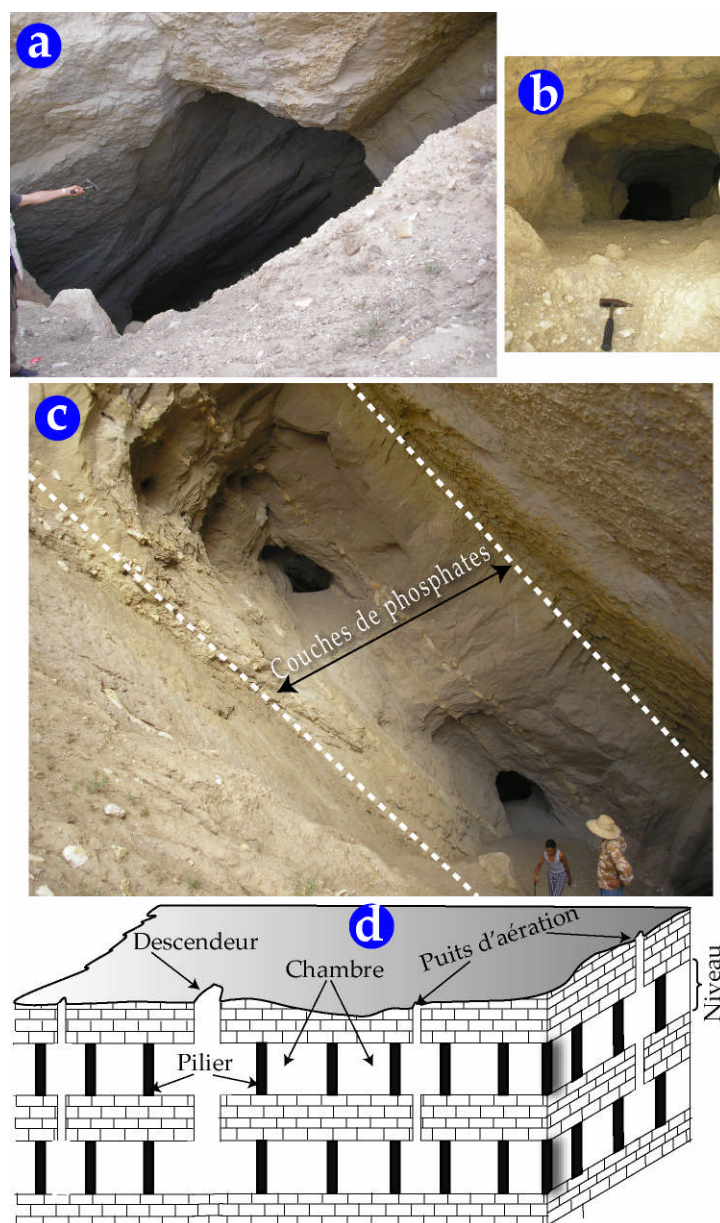


Figure 201: Exploitation des phosphates dans les mines de Moulaires: a- Axe de production ; b- Puits d'aération ; c- Disposition des couches exploitées dans la zone d'étude ; d- Structure schématique d'une mine (l'espacement entre les piliers ainsi que leurs dimensions sont variables).

Sur le terrain, l'effondrement de la mine souterraine des phosphates se manifeste à la surface par la géométrie arquée de l'escarpement associé à une composante verticale (par exemple, *Figure 202* et *Figure 203*). Ceci est couramment observé lors des affaissements miniers (eg., [Hoffmann et al., 2003](#) ; [Jiang et al., 2011](#) ; [Kuenzer et al., 2007](#)).

Plusieurs mesures ont été effectuées, elles ont permis de quantifier un taux variable de déplacement vertical (de 1 à 5 cm). La valeur la plus élevée (5cm) est observée dans le premier site (indiquée par l'étoile dans la *Figure 204* et schématisée par la *Figure 202*).

Ces petits déplacements de la topographie sont si difficiles à mesurer par des méthodes classiques (nivellement, des mesures répétées de GPS, etc.), car ils prennent du temps, ils coûtent cher et ils ont une

représentation spatiale locale. Ainsi, la méthode adoptée ici est l'interférométrie radar (DInSAR) en utilisant ERS 1 et 2 images radar fréquemment utilisés pour étudier l'affaissement des mines ([Carnec et al., 1996](#) ; [Guéguen et al., 2009](#) ; [Ng et al., 2009](#) ; [Perski et al., 2009](#) ; [Herrera et al., 2010](#) ; [Jiang et al., 2011](#) ; [Yang et al., 2010](#)).

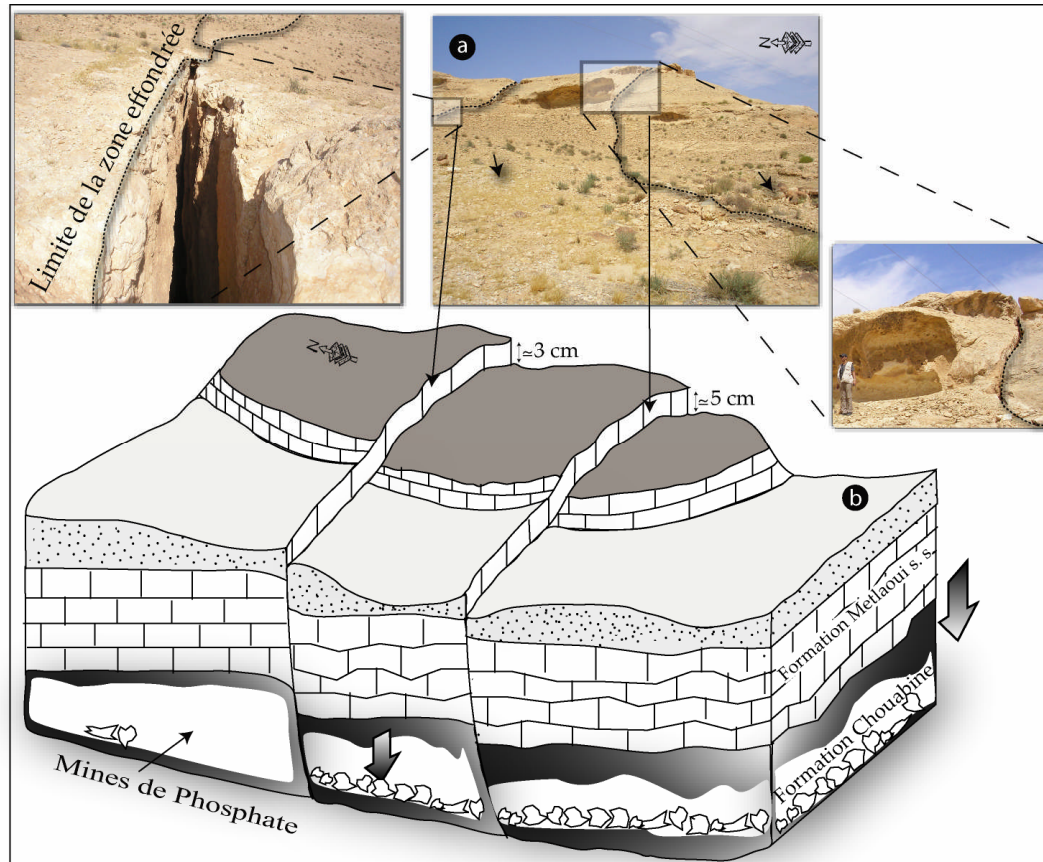


Figure 202: Premier site de subsidence avérée (localisation indiquée par une étoile dans la Figure 204) : a- Subsidence sur le terrain ; b- Bloc diagramme 3D proposant un modèle pour la subsidence (la subsidence n'affecte que les couches situées au dessus des couches de phosphates exploités).

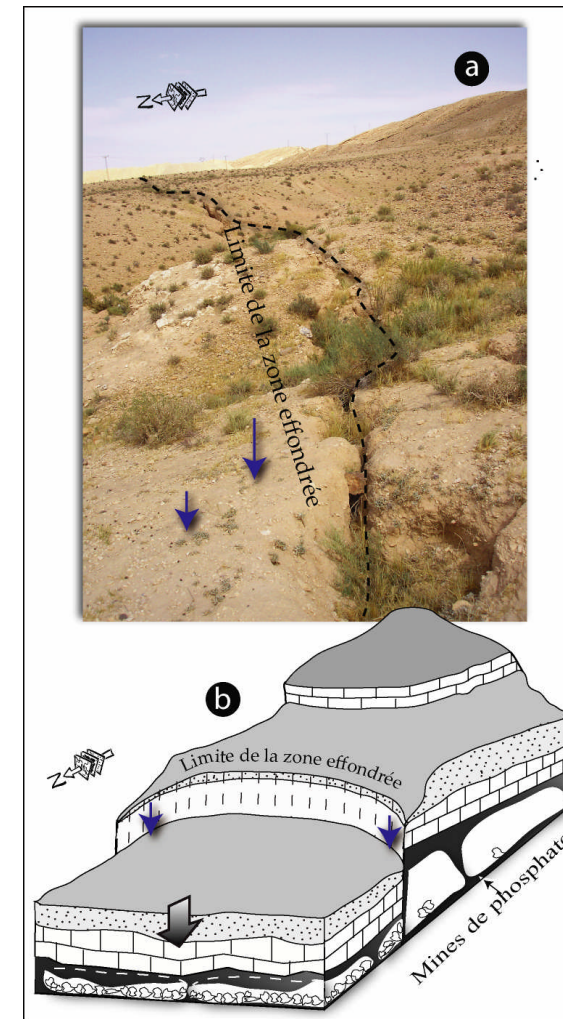


Figure 203: Deuxième site de subsidence avérée (localisation indiquée par une étoile dans la Figure 204): a- Géométrie d'un escarpement matérialisant la subsidence ; b- Bloc diagramme 3D proposant un modèle pour la subsidence.

II-4 - Conclusion de la 3^{ème} partie

L'interférométrie radar est un sujet étendu dont le développement et le raffinement des méthodes ne cesse pas d'évoluer. Ce traitement repose sur des principes physiques et géométriques qui permettent d'exploiter le déphasage entre les deux signaux radar pour en déduire le déplacement du pixel observé.

Dans la zone d'étude, les résultats de méthode DInSAR révèlent deux régions de la subsidence (*Figure 204*). Cette subsidence, vérifiée et confirmée sur le terrain, est localisée dans la partie du sud de la chaîne Moulaires et plus exactement à 500 m dans le nord de la ville Moulaires (*Figure 204*). Ces régions de la subsidence sont localisées au-dessus des mines de phosphates.

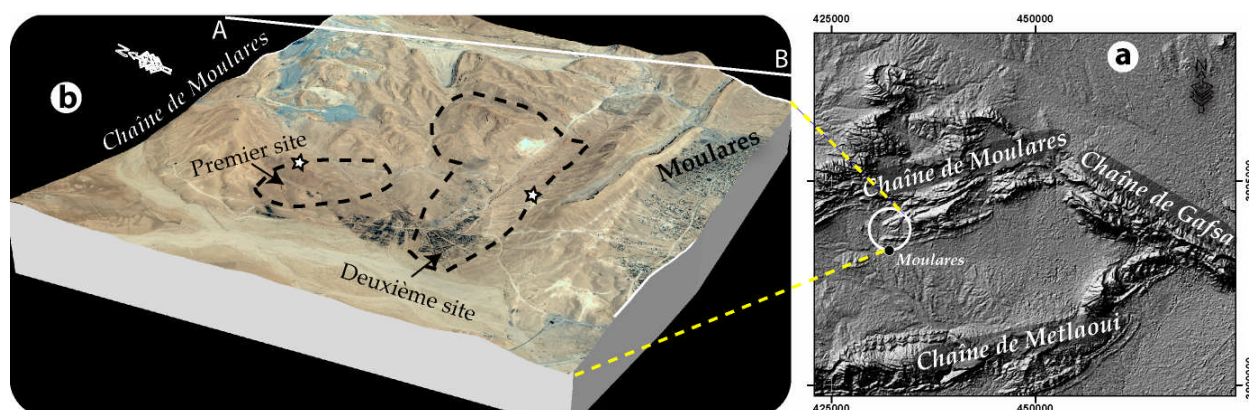


Figure 204: Localisation des deux sites présentant des mouvements de terrain sur le terrain : a- situation sur le MNE SRTM ; b- positionnement sur le bloc 3D (les étoiles indiquent les observations schématisées dans la Figure 202 et Figure 203 ; AB- emplacement de la coupe géologique illustrée dans la Figure 200).

L'affaissement révélé par DInSAR est clairement lié à l'activité minière sur ce domaine. L'exploitation des phosphates dans les mines de Moulaires a commencé dans les années 1975 et arrêté, dans la zone de l'effondrement, dans la fin des années 1990. Ainsi, les effondrements observés, sont survenus après l'arrêt de l'activité d'exploitation. Donc il s'agit très probablement de conséquences post-mining.

D'une manière générale, après exploitation, les mines souterraines restent souvent pendant des années dans un état métastable. Dans la zone d'étude, et devant l'importance de la valeur et la grande étendue spatiale de la subsidence, plusieurs moteurs peuvent être mise en cause :

- une activité sismique naturelle ou anthropique, même de petite amplitude (Taylor, 1994 ; Phillips et al. 1996 ; Plattner et al., 2010). Cela est envisageable vu le contexte sismique de la zone : cette zone se distingue par un potentiel sismique assez important. En effet, l'Institut National de

Météorologie (Tunis) a annoncé un séisme d'une magnitude de 4,20 survenu le 30/08/1989 à 5 km à l'est de la ville de Moulares (*Figure 37*). Ainsi, ce tremblement de terre peut être un déclencheur de l'affaissement de terrain.

- infiltration intensive de l'eau qui peut entraîner le gonflement des matériaux argileux ([Chaplin et al. 2007](#)) ;

- la remontée du niveau piézométrique d'une nappe ([O'Connor & Murphy, 1997](#) ; [O'Connor et al., 2004](#)). En effet, dans le cas de la mine de Moulares les phosphates exploités atteignent la nappe phréatique Eocène. Le niveau de l'eau est maintenu assez bas par un pompage continu pendant le déroulement du chantier pour faciliter l'exploitation. L'arrêt de ce pompage consécutif à la fermeture de la mine aurait entraîné l'inondation des galeries de la mine ; ce qui aurait provoqué l'accélération de l'effondrement.

D'autre part, et dans ce contexte, une autre hypothèse, que nous contentons de la citer et qui reste à vérifier dans notre cas d'étude, est couramment mentionnée dans la bibliographie ([Hasegawa et al., 1989](#) ; [Julian et al., 1998](#) ; [Silený et Milev, 2008](#) ; [Godano, 2009](#) ; etc.) : la sismicité induite par les exploitations minières. L'effondrement peut déclencher une série d'événements sismiques locaux comme c'est le cas de l'effondrement de la mine de sel de Retsof dans la vallée de Genesee, New York, qui a eu lieu en 1994 ([Kappel et al., 1999](#)) ou le cas de l'effondrement de la mine de Merkers située à Volkershausen, Allemagne, survenue en 1873 ([Whyatt & Varley, 2008](#)).

En effet, le rééquilibrage du champ de contraintes perturbé autour d'une cavité, créée suite à l'exploitation minière, peut s'accompagner d'événements sismiques [Godano \(2009\)](#). Ces derniers sont classés par [Hasegawa et al. \(1989\)](#) dans deux grandes familles : ① Les séismes à faible magnitude (< 2) liés à des effondrements de faibles volumes se produisant à proximité des cavités ([Contrucci et al., 2011](#)). Cette sismicité se caractérise par un choc principal suivi de micro-séismes de réajustement (*Figure 205, a, b, c*). ② Des événements, plus tardifs, ayant des magnitudes plus élevées (pouvant l'atteindre la magnitude 5) qui sont induits par les réajustements à grande échelle sur des failles. Dans ce processus, des failles pouvant être situées à plusieurs kilomètres de l'exploitation sont mises en jeu pour accommoder la perturbation du champ de contrainte (*Figure 205, d, e, f*).

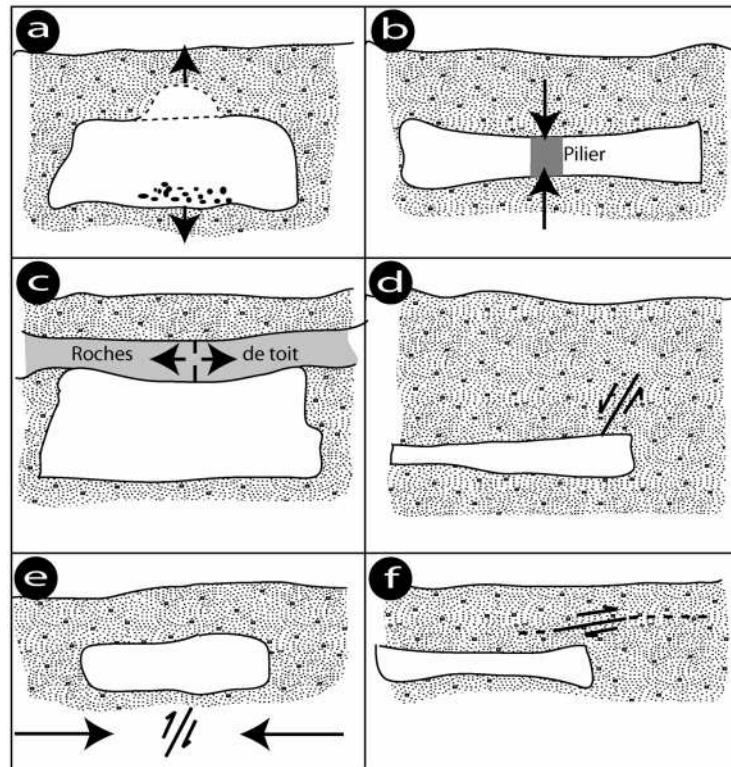


Figure 205: Diagrammes schématiques des six modèles d'évènements sismiques induits dans les mines. Les flèches indiquent le déplacement associé au séisme. (Hasegawa et al., 1989): a- Les effondrements de cavités ; b- Destruction du pilier ; c- Rupture du toit ; d- Faille normale ; e- Chevauchement ; f- Chevauchement peu profond.

Finalement, ce même phénomène peut se reproduire dans la zone d'étude et peut, à la limite, endommager partiellement l'infrastructure de la ville de Moulares, pour deux raisons: ① la zone de subsidence est située à proximité (à 500 m) de la zone urbaine de la ville de Moulares ; ② elle est située sur des couches de phosphates (Figure 200) qui peuvent être déjà exploitées. Par la suite, ce phénomène représente un vrai risque de glissement de terrain qui exige une surveillance. Ainsi, et pour être en mesure de mieux comprendre ce phénomène et de développer des modèles de prédiction de la subsidence du sol, il nous paraît très intéressant d'implanter un réseau de surveillance GPS qui couvre la zone minière de l'Atlas de la Tunisie.

Mais, et en dehors des zones affectées par le phénomène des affaissements des mines de phosphates, la technique de l'interférométrie radar n'a pas permis d'apercevoir des mouvements qui peuvent être interprétés comme étant un mouvement co-sismique ou post-sismique.

*Apport de
l'interférométrie radar et
analyse multicritère à
l'implantation d'un
réseau local de GPS*

QUATRIEME PARTIE : Apports de l'interférométrie radar et analyse multicritère pour l'implantation d'un réseau local de GPS

A l'échelle de notre étude, et en se basant sur les résultats obtenus par la méthode de l'interférométrie radar, l'analyse morphométrique du terrain, la visualisation des données sismiques et la complexité du comportement géodynamique dans l'ensemble de la zone, l'Atlas méridional de la Tunisie paraît comme un bon laboratoire pour la méthodologie de la mesure de la déformation rapide ou lente, entre autres sur la composante verticale par la technique GPS. Ainsi, nous proposons l'implantation d'un réseau GPS permanent pour la mesure des déformations récentes, permettant ainsi de contrôler la géodésie, la morphologie, les déformations récentes et la tectonique de la zone d'étude.

Ce chapitre débute par un bref aperçu sur la théorie du GPS (Système de Positionnement par Satellites), dans la mesure où ce travail concerne plutôt l'application pratique du GPS pour des études des déformations récentes.

A travers le monde, plusieurs sites instables sont instrumentés selon des dispositifs adaptés à l'intensité des phénomènes de déformations considérés (chute de blocs, écroulements de falaise, coulées de débris, glissements de masse) et aux risques induits, par des techniques de surveillance choisies en fonction des précisions recherchées (Malet et al., 2002).

Les mesures directes de la déformation peuvent s'effectuer en utilisant les techniques de géodésie spatiale (SLR, GPS, VLBI, DORIS) exposées plus loin dans ce manuscrit.

Depuis plusieurs années, l'utilisation du système GPS "Global Positioning System", l'une des techniques de surveillance, a connu un large succès dans l'observation des mouvements dans les zones de déformation active. Dans le domaine sismique, l'apport du GPS a évolué au cours du temps : il a passé de la simple description d'un champ de vitesse constant (eg., Argus & Heflin, 1995 ; Bouin & Vigny, 2000) à l'analyse fine de déformations continues pré-sismiques, co-sismiques et post-sismiques (eg., Savage et al., 2003 ; Chlieh et al., 2004 ; Simons et al., 2007 ; Barbot et al.,

2008) pour aboutir au suivi des séismes lents (eg., Szeliga et al., 2008 ; Kao et al., 2006). De même, cette technique de géodésie spatiale permet de déterminer les positions relatives de points situés à plusieurs centaines de kilomètres les uns des autres, avec une précision de 2 à 3 mm en planimétrie et de 5 à 10 mm en altimétrie. Répétées, les mesures GPS permettent de quantifier les déformations crustales à toutes les échelles spatiales.

I - Principe de GPS et ses applications


I-1 - Principe de GPS

Le présent paragraphe expose les notions de base du Global Positioning System (système de positionnement global). Le GPS permet d'obtenir toute une gamme de niveaux d'exactitude, compte tenu des types d'observations effectuées et des procédures suivies. Nous exposerons d'abord les éléments fondamentaux avant d'expliquer les composantes du signal des satellites GPS, les principes, procédures de mesures, équipement, précision et les sources d'erreur dans le système.

Pour plus de détails concernant les fondements de la technique GPS, le lecteur est renvoyé vers d'autres ouvrages plus complets (eg., Leick, 1995 ; Herring, 1996 ; Tsui, 2000 ; Grewal et al., 2001 ; etc.).

I-1-a - Description du système

Le "Global Positioning System" (GPS) est un système de positionnement satellitaire mis en service à partir de 1986 et conçu par et pour le département de la défense des Etats-Unis (DOD). Ce système, qui utilise la triangulation pour se localiser, est largement exploité pour la mesure des déformations actives de la croûte terrestre (e.g., Dixon, 1991 ; Larson et al., 1997 ; Feigl et al., 1993 ; Reilinger et al., 2000 ; Sella et al., 2002).

 Le GPS permet aussi de déterminer en tout point du globe l'heure exacte avec une précision $< 1\mu s$

Le GPS est basé sur une constellation de 24 satellites NAVSTAR actuellement opérationnels, placés sur 6 orbites circulaires et gravitant autour de la Terre à environ 20184 Km d'altitude. Ils font ainsi un tour d'orbite en 12 h. Cette disposition des satellites permet, à n'importe quel point située à la surface du globe, de recevoir le signal d'au moins trois satellites.

Chaque satellite NAVSTAR est caractérisé par une masse de 1150 Kg, une puissance consommée de 1140W, une durée de vie estimée à 10 ans. Sa position est connue avec une précision inférieure à 1m.

A côté de la constellation de satellites, le GPS comporte aussi un segment de contrôle au sol qui gère le fonctionnement des satellites et, Segment utilisateurs avec récepteurs spécialisés qui utilisent les données des satellites pour répondre à leurs besoins en positionnement.

I-1-b - Signaux GPS

Les signaux GPS consistent en des ondes porteuses sur lesquelles sont transmis le code C/A, le code P ainsi que le message du satellite. Trois mesures sur trois satellites fournissent les trois distances indispensables à la détermination des trois coordonnées du point : Longitude (λ), Latitude (ϕ) et Altitude (h).

Compte tenu du type de positionnement effectué et de l'exactitude souhaitée, un utilisateur peut n'être intéressé qu'à une partie des renseignements compris dans le signal GPS. De même, un récepteur GPS donné peut utiliser qu'une partie seulement des informations disponibles. Par la suite, différentes modes d'utilisation peuvent être sollicitées :

- Exploitation de la phase de l'onde porteuse: les satellites émettent en continu et simultanément deux ondes porteuses L1 et L2 sur deux fréquences f légèrement différentes (1575.42 Mhz et 1227.6 Mhz) d'où le nom de système GPS "bicolore". La longueur d'onde λ , relative à chaque onde porteuse (Tableau 28), peut être calculée à partir de la formule de propagation d'onde dans l'espace (eq. 18).

Tableau 28: Fréquence et longueur des ondes porteuses.

Onde Porteuse	f	λ
L1	1575,42 MHz	19 cm
L2	1227,60 MHz	24 cm

Ainsi, cette technique consiste à effectuer les mesures de distances satellites - récepteur directement sur l'une des ondes porteuses (L1 ou L2) de chaque signal GPS (mesure de phase). Ceci est accédé en calculant la différence de phase entre l'onde émise et l'onde reçue (Goad & Mueller, 1988).

En effet, La multiplication des mesures sur les signaux numériques modulés, permet d'atteindre une meilleure précision. Pour cela, on crée une onde à l'intérieur de récepteur similaire à l'onde porteuse envoyée par le satellite.

Le signal (L1 ou L2) est de la forme $L_t = a \cdot \cos(2\pi f t + \phi_0)$. Avec $\phi = 2\pi f t + \phi_0$

Donc la différence de phase entre l'émission (t_i) et la réception (t_r) est (éq. 46):

$$\Delta\phi = (2\pi f t_i + \phi_0) - (2\pi f t_r + \phi_0) = 2\pi f \Delta t = 2\pi \times \frac{R}{\lambda} \quad \text{éq. 46}$$

Avec R est la distance satellite - Récepteur et λ la longueur d'onde.

$$\text{Par la suite, } R = \frac{\Delta\phi \times \lambda}{2\pi}.$$

Toutefois, cette technique, présente un considérable inconvénient. En effet, et contrairement à la mesure sur le signal codé, la mesure sur l'onde porteuse est dite fondamentalement ambiguë : Alors que des codes toujours différents, et donc identifiables, se succèdent en continu, rien ne permet de différencier une oscillation de l'onde à un instant donné de l'oscillation suivante. Par la suite, on est incapable de déterminer le nombre d'oscillations qui séparent le satellite du récepteur, mais seulement le nombre d'oscillations qui séparent deux mesures effectuées sur le même satellite à deux instants différents. Donc, on n'a pas accès directement à la distance qui sépare le satellite du récepteur. Par contre, après avoir effectué des mesures en continu sur tous les satellites visibles pendant un certain laps de temps, on dispose d'un jeu de plusieurs équations (autant que de mesures), pour un nombre relativement petit d'inconnues (trois pour la position du récepteur, et une pour chaque distance satellite - récepteur à la première mesure). Pour cela, il est indispensable d'enregistrer un grand nombre de mesures sur le terrain, puis à résoudre les équations à l'aide d'un ordinateur.

- Exploitation des pseudo-distances : Chaque satellite émet deux types de pseudo-distances qui sont des mesures directes de la distance satellite - récepteur : ① un code **P** (pour "Precise") précis, crypté pour être employé uniquement par les militaires américains, permet un positionnement à environ 10 mètres près. ② Un code **C/A** (pour "Coarse Acquisition") non-précis qui autorise une précision de l'ordre de la centaine de mètres et qui est utilisé dans les récepteurs disponibles dans le commerce. Ces codes sont acheminés sur l'onde porteuse par modulation. L'onde

porteuse L1 est modulée par un code d'accès libre désigné code C/A, par un code précis désigné code P et par le message du satellite. L'onde porteuse L2 est modulée par le code P et par le message du satellite.

Ainsi, les pseudodistances (P) correspondent à la différence de temps entre le moment où le code est émis par un satellite (t_r) et celui où il atteint un récepteur GPS (t_r), multipliée par la vitesse de la lumière (c) (éq. 47).

$P = c.(t_r - t_r)$	éq. 47
---------------------	---------------

Le degré de précision du code C/A est souvent insuffisant pour la majeure partie des applications en géosciences comme la tectonique. Alors, pour atteindre une précision qui satisfait aux besoins, la technique de "mesure de phase" est couramment exploitée.

- Message du satellite : chaque satellite émet, continuellement, sur les deux fréquences L1 et L2, un message codé contenant un certain nombre de renseignements, dont une information concernant le retard de propagation dû à l'ionosphère, sa propre situation et le moment exact de l'émission du signal, les paramètres nécessaires pour calculer la position d'un satellite dans l'espace à un moment donné et l'état de santé du satellite

I-1-c - Erreurs

Pour des raisons de sécurité militaire, le système est capable de diminuer la précision des mesures en dégradant artificiellement la qualité d'un certain nombre d'informations émises par les satellites : Selective Availability (SA). Et ce n'est qu'au 2 Mai 2000 que le gouvernement Américain a mis fin à cette dégradation volontaire du signal GPS.

En pratique, cette ambiguïté, peut être surmontée en utilisant le GPS différentiel. Cette technique consiste à disposer d'une station fixe dont la position est connue à l'avance avec une grande précision. A chaque instant, la différence entre position mesurée et position vraie est alors réémise "en clair" par radio comme une correction valable dans toute la zone de la station fixe.

En dehors de la dégradation volontaire du signal, de nombreux facteurs peuvent affecter la précision des mesures au signal GPS. Pendant le post-traitement des données GPS, certaines de ces sources d'erreurs, liées au système, peuvent être minimisées voir même éliminées comme c'est le cas pour les erreurs liées à l'instrument de transmission et de réception, au trajet de

propagation du signal du satellite vers le récepteur, à l'instabilité des horloges ou aussi aux perturbations infligées au signal en traversant les différentes couches de l'atmosphère ([Tahayt, 2008](#)).

En contrepartie, d'autres sources d'erreurs, souvent liées au site, peuvent constituer un obstacle pour l'interprétation du signal GPS : l'instabilité géologique du site, la mauvaise couverture par les satellites, sources liées aux opérations de mesures (eg., la non verticalité du pilier).

Parmi les sources d'erreurs les plus coriaces à corriger, figure la réfraction dans l'ionosphère constituée de particules chargées (ions) qui orbitent autour de la Terre au delà de 80 km d'altitude. Le fait que cette couche ne soit pas neutre, entraîne une perturbation de la vitesse de toute onde électromagnétique, y compris l'onde porteuse du signal GPS, qui la traverse ([Volland, 1962](#) ; [Rybachek, 1995](#) ; [Calais & Minster, 1998](#)). Par la suite, le temps de propagation de l'onde GPS va donc être modifié d'une quantité inconnue induisant ainsi l'inexactitude de la distance satellite- station.

Pour cela, l'utilisation simultanée des deux ondes L1 et L2 sur deux fréquences légèrement différentes (1575.42 Mhz et 1227.6 Mhz) peut résoudre ce problème. En effet, Chaque onde sera affectée d'une quantité différente, et la comparaison donnera une évaluation raisonnable de l'influence ionosphérique sur chaque longueur d'onde.

De ce fait, le positionnement plus précis d'un point est basé essentiellement sur le traitement simultané des deux types de données fournis par le système GPS sur deux fréquences radio (L1 = 1575.42 MHz et L2 = 1227.6 MHz): la Pseudodistance et la Phase ([Zumberge et al., 1997](#)).

I-1-d - Techniques de positionnement GPS

Un récepteur placé sur la surface terrestre suffit alors pour mesurer le temps écoulé entre l'émission et la réception, permettant ainsi d'en déduire la distance qui le sépare du satellite.

Le positionnement au moyen du GPS peut s'effectuer de façon autonome ou de façon relative. En positionnement autonome, les coordonnées d'un récepteur en un point "inconnu" sont établies relativement au cadre de référence des satellites d'après les positions "connues" des satellites GPS suivis. Le positionnement autonome est également dit positionnement absolu et, souvent, simplement positionnement par point (de l'anglais "point positioning"). Dans le positionnement relatif, les coordonnées d'un récepteur en un point "inconnu" sont établies relativement à celles d'un récepteur en un point "connu".

I-1-e - Autres services de positionnement par satellite

En plus du GPS, il existe deux autres services mondiaux de positionnement par satellite

- **GLONASS** (un acronyme en russe pour **G**lobal'naya **N**avigatsionnaya **S**putnikovaya **S**istema, qui signifie Système planétaire de navigation assistée par satellite) : dispositif militaire Russe, dont le programme est né dans les années 80, composé de 24 satellites mis en orbites en 1995, mais vu la diminution du budget alloué à l'entretien de ce système, seuls six satellites sont en état de fonctionnement ;

- **GALILEO** : dispositif civil européen en test depuis 2005 et il sera 100% opérationnel dès 2014.

I-2 - Système de référence :

La position d'une station GPS doit forcément être exprimée dans un système de référence terrestre avec la Terre mobile. Un système de référence est réalisé par un repère de référence défini par des stations attachées à la surface de la terre, dont les positions et les vitesses sont considérées comme mieux connues. Ainsi, le positionnement relatif du GPS doit être lié à un système de référence global bien défini, pour des meilleurs calculs de situations et de vitesses. Il s'agit d'exprimer des solutions d'un réseau régional dans un référentiel unique.

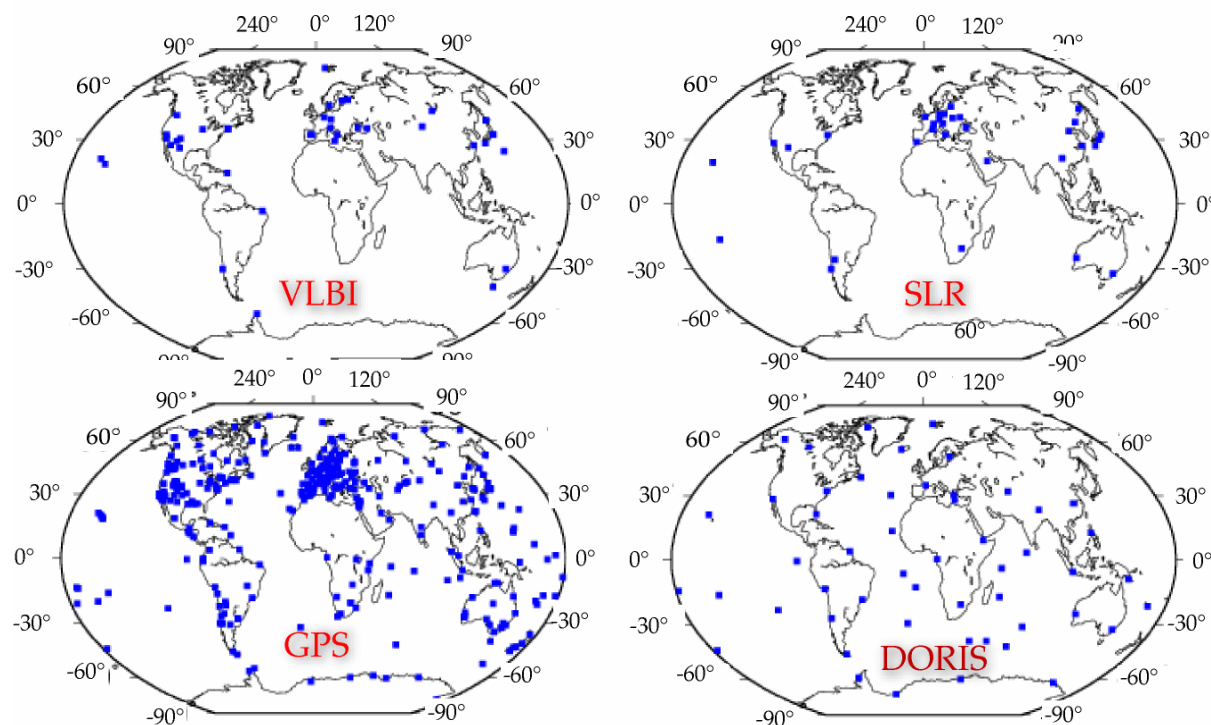


Figure 206: Le réseau des sites ITRF2008, en 2009, avec les techniques utilisées dans chaque site (Altamimi, 2010).

ITRS (International Terrestrial Reference System) est un système de référence spatiale, dans lequel les positions des points attachés à la surface de la Terre ont des coordonnées qui peuvent varier sous l'influence des contraintes géophysiques. Ce système est physiquement matérialisé par un système de référence mondiale l'ITRF (International Terrestrial Reference Frame).

Ce système, géré par l'IERS (International Earth Rotation Service), est le système le plus précis (quelques centimètres) utilisé mondialement. Il est défini par un ensemble de 600 stations dont les coordonnées et les vitesses sont connues avec précision. Cette référence, ITRF, est formée par l'intégration de quatre techniques (*Figure 206*): Global Positioning System (**GPS**), Very Long Baseline Interferometry (**VLBI**), Télémétrie Laser sur Satellites (**SLR**) et Doppler Orbitography Radiopositioning Integrated by Satellite (**DORIS**) avec 20 ans de mesures par SLR et VLBI ; et 10 ans de mesures par GPS et DORIS :

- ❖ **DORIS** : c'est un système d'orbitographie de satellites bas conçu par le CNES en collaboration avec l'IGN et basé sur l'effet Doppler. A bord d'un satellite, une antenne réceptrice reçoit les ondes émises par un réseau de stations terrestres. Lorsque ce récepteur bouge par rapport à la source du signal, la longueur d'onde reçue diffère de celle émise (effet Doppler). Ces mesures Doppler permettent de déterminer précisément (1 à 2 cm) l'orbite du satellite, moyennant une bonne connaissance de la position des balises au sol ([Dorner et al, 1991](#) ; [Jayles et al, 2002](#) ; [Tavernier et al, 2003](#)). Le réseau DORIS se distingue par l'homogénéité de la répartition spatiale de ses 56 stations sur le globe.
- ❖ **SLR** : mise en place dans les années 1970, cette technique repose sur la mesure du temps de trajet aller-retour d'une impulsion lumineuse Laser entre une station au sol (un télescope) et un satellite équipé de rétro réflecteurs. Les ondes optiques sont beaucoup moins sensibles à l'atmosphère mais elles sont bloquées par les nuages. De plus, la répartition spatiale des stations d'observations au sol (concentrées dans l'hémisphère nord) peut constituer une déficience de cette technique.
- ❖ **VLBI** : contrairement aux autres techniques de géodésie spatiale, le VLBI ne fait pas intervenir de satellites artificiels. Elle repose sur l'analyse de signaux émis par des corps célestes lointains émettant une grande quantité d'énergie sous forme d'ondes électromagnétiques : les quasars. Un quasar émet ainsi un

signal de longueur d'onde centimétrique qui est reçu par deux antennes astronomiques à la surface de la Terre. Compte tenu de la différence de distance à parcourir, ce signal sera reçu, par ces deux antennes, avec un décalage de temps calculé grâce aux horloges de type maser à hydrogène embarquées sur l'oscillateur. L'analyse de ces signaux, par interférométrie, permet d'obtenir des informations sur l'orientation de la Terre dans l'espace et sur la position relative des antennes (Kovalevsky, 1990 ; Thomson et al., 1986 ; Rebai, 1992).

- ❖ **GPS :** le système ITRF se base sur les mesures effectuées par le Service International GNSS (en anglais International GNSS Service : IGS), précédemment nommé le Service International GPS, qui compte 380 stations en 22 juillet 2011 (Figure 207). Le IGS est un service scientifique de plus de 200 agences dans le monde fournissant des produits et des données GPS d'une qualité suffisante pour les applications scientifiques les plus exigeantes. Autre que ce service, le système ITRF déploie aussi plus que 1000 stations GPS permanentes des réseaux régionales répartis sur le globe. Ce nombre élevé de stations GPS est justifié par le faible coût et la facilité d'installation de ce type d'équipement par rapport aux autres techniques.

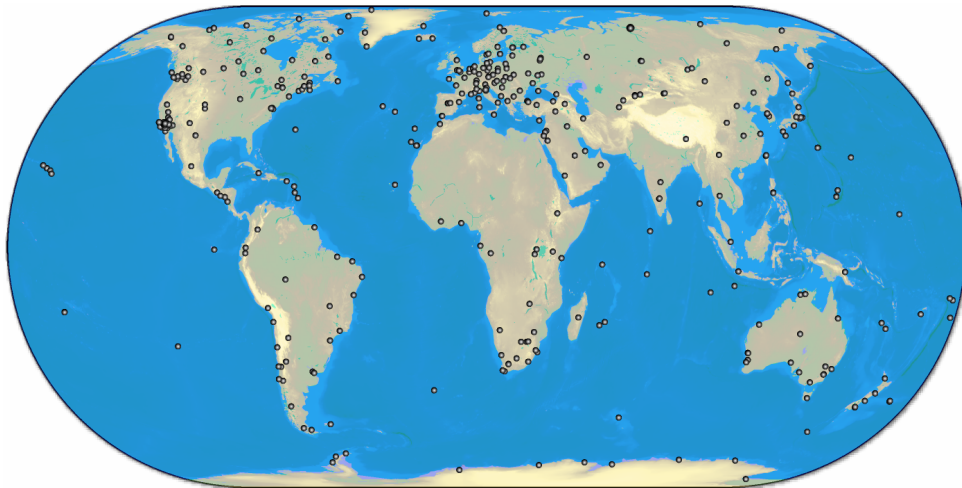


Figure 207: Sites IGS (22 juillet 2011 ; International GNSS Service ; <http://igs.cb.jpl.nasa.gov>).

Sur certains sites ITRF, ces techniques peuvent être exploitées simultanément : 58 sites utilisent deux de ces techniques ; 12 sites exploitent trois techniques et seulement deux sites utilisent les quatre techniques.

A cause des mouvements tectoniques et d'autres phénomènes géophysiques, les coordonnées des points constituant le système ITRF peuvent varier au cours du temps. Par la suite, ce système est constamment mis à jours et la dernière réalisation date de 2008 (ITRF2008). Les observations de ces points sont accessibles via l'Internet (site ftp : [itrf.ign.fr](ftp://itrf.ign.fr)).

I-3 - Méthodes de quantification de la déformation par GPS:

L'étude de détection de mouvements du sol utilise classiquement un réseau de points de surveillance, ces points font l'objet de mesures successives avec les techniques géodésiques.

Dans la littérature, deux méthodes ont été fréquemment adoptées pour pouvoir quantifier la déformation en exploitant des réseaux géodésiques GPS (exemple : Réseau GPS Lithuania ; Figure 208):

I-3-a - Vecteurs de déplacement :

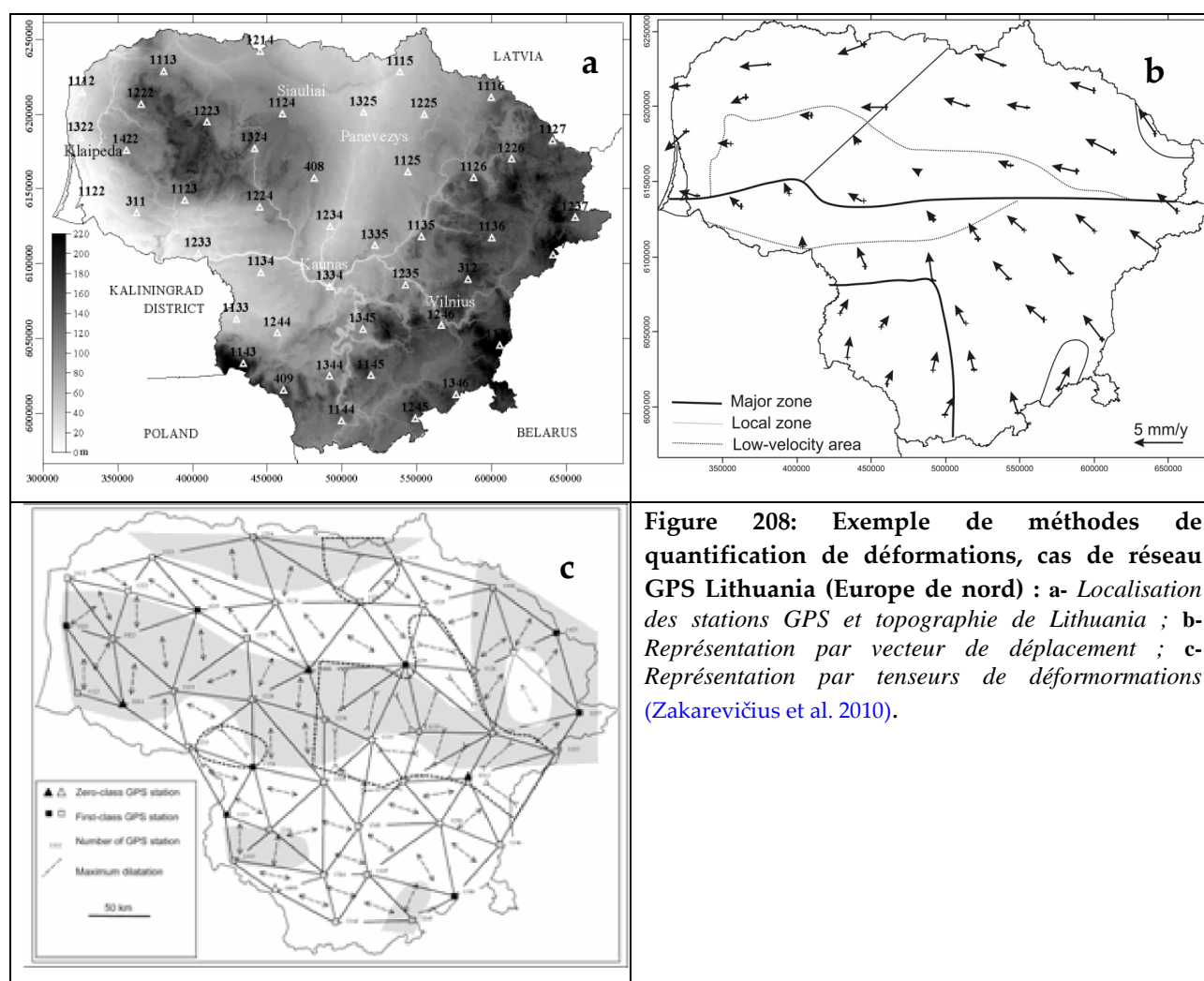


Figure 208: Exemple de méthodes de quantification de déformations, cas de réseau GPS Lithuania (Europe de nord) : a- Localisation des stations GPS et topographie de Lithuania ; b- Représentation par vecteur de déplacement ; c- Représentation par tenseurs de déformations (Zakarevičius et al. 2010).

La première méthode, et qui est la plus répandue pour la quantification de déformation par GPS, repose sur le calcul de vecteurs déplacement qui sont déduits en comparant les résultats de mesures géodésiques d'un réseau de stations entre deux dates. Ces mesures sont exprimées dans un système géodésique de référence, ce qui peut gêner l'interprétation de mouvements et de leurs erreurs ([Kasser & Thom, 1995](#)).

I-3-b - Tenseurs de déformations :

La seconde méthode est basée sur le calcul des tenseurs de déformation, qui ont l'avantage d'être indépendants du système de référence choisi, ce qui permet de bien repérer les zones déformées ([Kahle et al. 1995](#) ; [Reddy et al. 2000](#)).

Pour appliquer cette méthode, le réseau géodésique est découpé en figures géométriques élémentaires, souvent des triangles dont les sommets sont occupés par les stations GPS. Au sein de chacun de ces sous réseaux, on adopte que le champ de vitesse varie linéairement, donc un tenseur de déformation constant. Ce dernier est exploité pour se renseigner sur les contraintes à l'origine des déformations subies par le triangle ([Zakarevičius et al. 2010](#)).

Rappelons que la déformation d'un matériau transforme toujours un cercle en une ellipse. Le tenseur de déformation est souvent représenté par les axes principaux de cette ellipse. Ces axes sont illustrés sous forme de flèches qui indiquent le type de la déformation (une compression ou un allongement).

I-4 - Le GPS à travers le monde :

La technique de GPS est fréquemment utilisée scientifiquement pour :

- ◆ la mesure de l'érosion ;
- ◆ la quantification des glissements de terrain ([Malet et al., 2000](#)) ;
- ◆ la surveillance des subsidences suite à un pompage d'eau ([Hou et al., 2005](#)) ;
- ◆ la déformation des volcans ([Duputel et al., 2009](#)) ;
- ◆ la mesure de géoïde ;
- ◆ la surveillance des failles actives ([Borre et al., 2003](#)) ;
- ◆ les études sismo-tectoniques ([Calais et al., 2000](#)).

À travers le monde (*Figure 209*), la technique GPS a permis, seule ou couplée à d'autres techniques, d'apporter la preuve et de quantifier le déplacement.

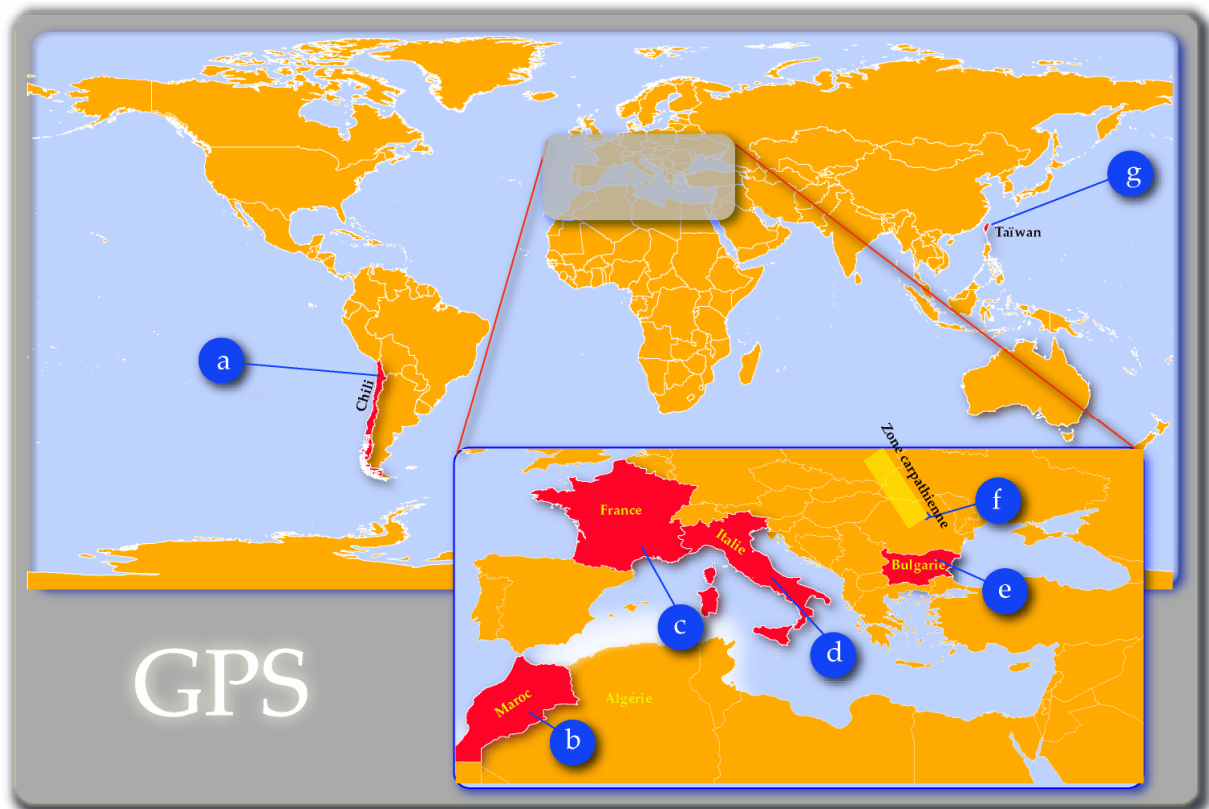


Figure 209: Emplacement de quelques projets GPS dans le monde.

Au dessous, nous nous intéresserons à évoquer quelques applications utilisant le GPS dans le bassin méditerranéen et dans quelques régions du monde reconnu par son potentiel sismique élevé.

a Le Chili

Le Chili est une région de forte sismicité (Figure 210) dont la zone de subduction est l'une des plus sismiques du globe (en moyenne un séisme de magnitude ≥ 8 tous les 10 ans) (Chlieh, 1999 ; 2003). Elle constitue, par la suite, un laboratoire naturel unique pour l'étude des séismes, de subduction (Figure 211) et des tsunamis associés. Dans ce contexte de subduction, se sont installés plusieurs projets.

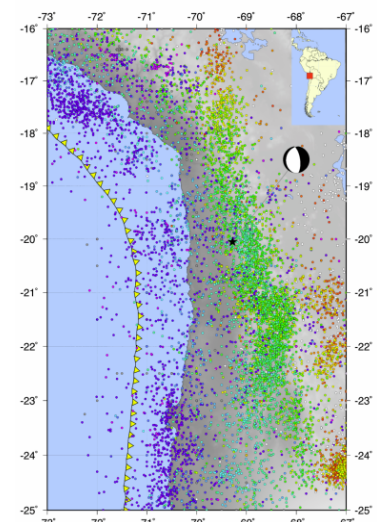


Figure 210: Sismicité de la région nord du Chili (1970 et 2006) ($M > 4.5$).

SUB-CHILI, l'un de ces projets, vise à étudier le processus sismique de la subduction de la plaque Nazca sous la Chili à travers l'implantation d'un réseau permanents large bande, accélérométriques et géodésiques répartie sur 15 sites, permettant ainsi un enregistrement continu et une transmission en temps quasi-réel.

La détection des déformations pré-, syn- et post-sismiques des séismes d'Antofagasta (juillet 1995) et d'Arequipa (Pérou, janvier 2001) sont les premiers fruits de l'installation d'un réseau GPS franco-chilien.

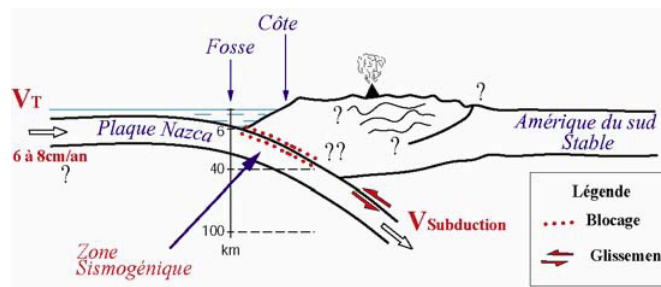


Figure 211: Modèle de la subduction Chilienne (Chlieh, 1999).

b

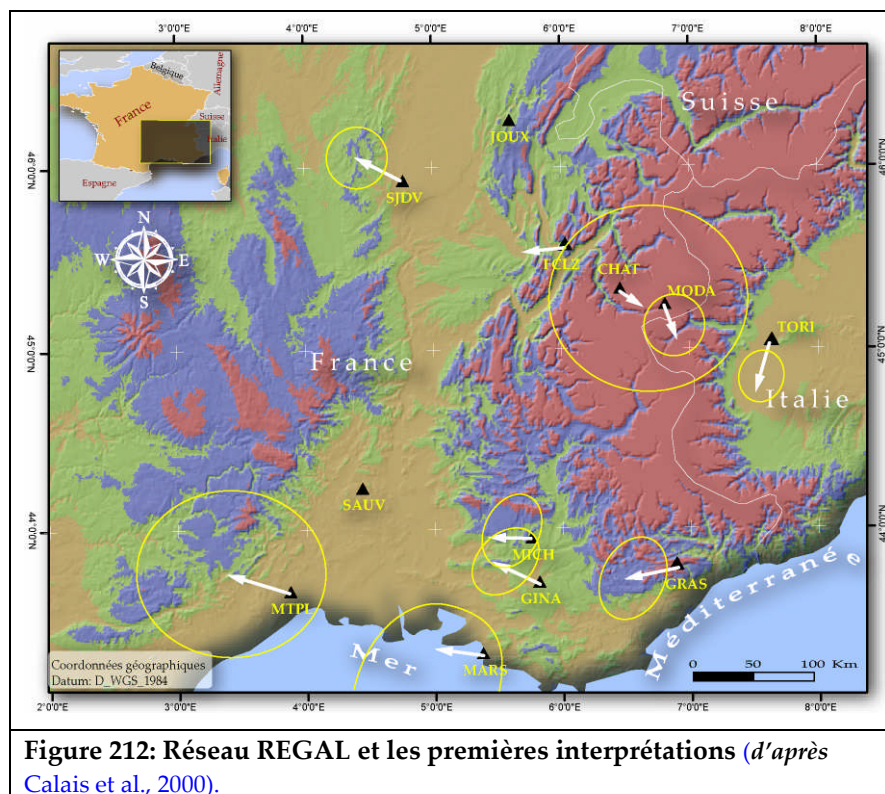
Maroc

L'établissement du réseau GEOGM (réseau **GE**Odynamique GPS de la Méditerranée Occidentale), comportant 24 stations GPS dont 12 stations placées sur la plaque eurasienne et 12 stations sur la plaque africaine principalement sur le territoire du Maroc et de l'Espagne, a pour objectif d'évaluer, au cours de la période 1997 - 2003, les mouvements actuels et le type d'interaction entre ces deux plaques. Cette étude se focalise autour de la Méditerranée Occidentale et surtout sur le territoire marocain.

Les premières constatations sont : Les déplacements de la station IAVH, relative à la plaque africaine, se font selon une vitesse moyenne de 23 mm/an. Alors que la station du site CASC- Portugal montre une vitesse moyenne est de 22 mm/an, de la plaque Eurasienne (Azzouzi et al., 2003).

c France

En France et plus exactement dans les Alpes, le réseau REGAL GPS a été installé pour surveiller, quantifier et de mettre en évidence le raccourcissement eurasien (Figure 212). Ce réseau est constitué de 14 stations réparties de part et d'autre de la chaîne suspect. L'analyse des premiers résultats a permis de



quantifier le déplacement à 3mm/an (Calais et al., 2000).

d Italie

Plusieurs projets européens se sont intéressés à la sismo-tectonique de l'Italie : COST, un projet de Coopération Européen dans le Champ de Scientifique et La Recherche technique, en Italie, vise l'étude des variations de la tension et/ou tous les phénomènes qui peuvent précéder les futurs événements sismiques. Ce projet se focalise sur deux régions sismiques (Figure 213):

- ✓ Le Gargano ou "l'ergot de l'Italie" (au sud Italien), un énorme horst constitué de calcaires et de dolomies cristallines qui culmine au Monte Calvo (1056 m) ;
- ✓ La cuvette Norcia (Italie centrale).



L'installation d'un réseau de surveillance GPS a permis non seulement de mieux comprendre l'évolution morpho-structurale, mais aussi de quantifier les micro-déplacements

qui affectent la zone d'étude et qui sont principalement causés par l'activité sismique des failles (Borre et al., 2003).

e Bulgarie

En se basant sur les résultats enregistrés entre 1996 et 1998 de 17 stations GPS installés en Bulgarie, Kotzev et al. (2001) a pu identifier deux modes de déformation (Figure 214):

- ✓ Compressive : détectée surtout dans les plaines centrales du fleuve

Danube (3 ± 1 mm/an) due essentiellement à l'activité de la faille Gorna-Oriahovitsa.

- ✓ Extensive : surtout dans l'ouest du pays pouvant atteindre 5 mm/an.

Et puisque ce pays occupe une place centrale dans le système de l'orogénèse alpine, il fournit une épreuve vivante sur la convergence entre les plaques africaine et eurasiennne.

f Zone carpathienne

L'analyse des données issues d'un réseau GPS, ISES/CRC-461, implanté dans la partie sud-est des Carpates (la partie est de l'ensemble montagneux situé au centre de l'Europe) entre les années 1997 et 2005, a permis de mettre en évidence un déplacement vertical de l'ordre de 4 à 8 mm et horizontal de 1 à 4 mm (Figure 215).

Le sud-est de région de la zone carpathienne montre un mouvement horizontal vers le SSE de 2.5 mm/an, alors que le bassin de Transylvanian montre

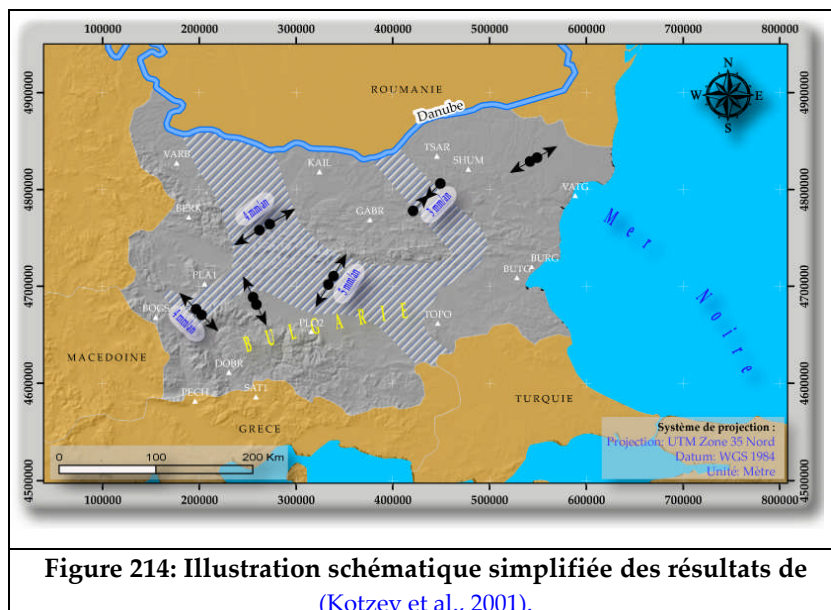


Figure 214: Illustration schématique simplifiée des résultats de (Kotzev et al., 2001).

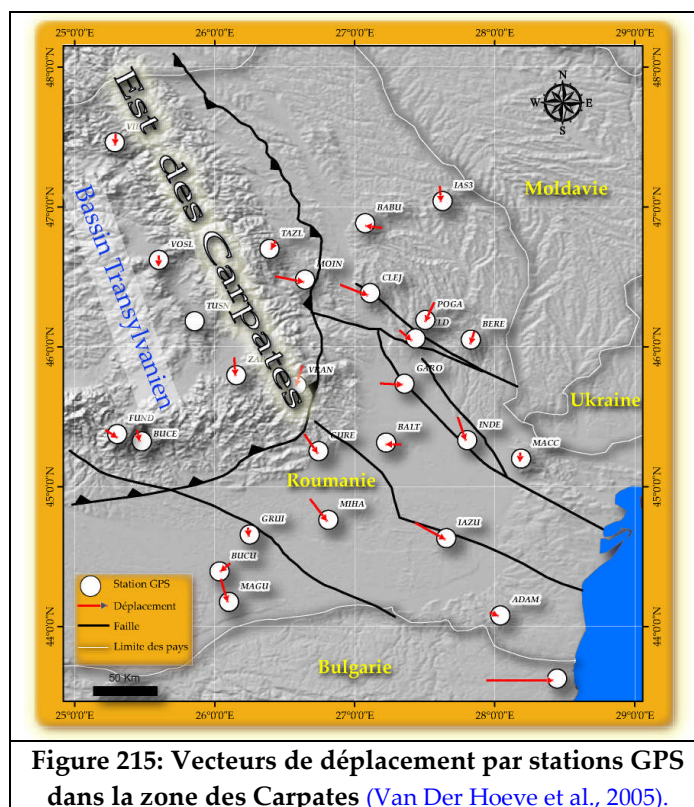


Figure 215: Vecteurs de déplacement par stations GPS dans la zone des Carpates (Van Der Hoeve et al., 2005).

des mouvements très faibles. Le champ vertical de vitesse indique l'existence de domaines de soulèvement et d'autres d'affaissement dans le SE des Carpates (Van Der Hoeve et al., 2005).

g Taiwan

L'île de Taiwan est le résultat de la collision, toujours active, des plaques des Philippines et de l'Eurasie. Les travaux menés par Ching et al. (2007) avaient pour objet de mieux comprendre les processus tectoniques qui règnent dans la partie sud-ouest de Taiwan. Les mesures GPS effectuées sur site, entre les années 1995 to 2005, ont abouti à la quantification des déplacements (Figure 216) et par la suite à l'isolation des différentes zones du site selon la direction et le degré d'importance du déplacement : par exemple, les plus importants taux de déplacement ont été révélés dans la région ouest de la faille Chishan et la région le long du FTFZ. Basés sur ces observations GPS de 103 postes, les auteurs ont pu, alors, identifier puis détailler le mécanisme des failles majeures situées dans la partie sud-ouest de Taiwan.

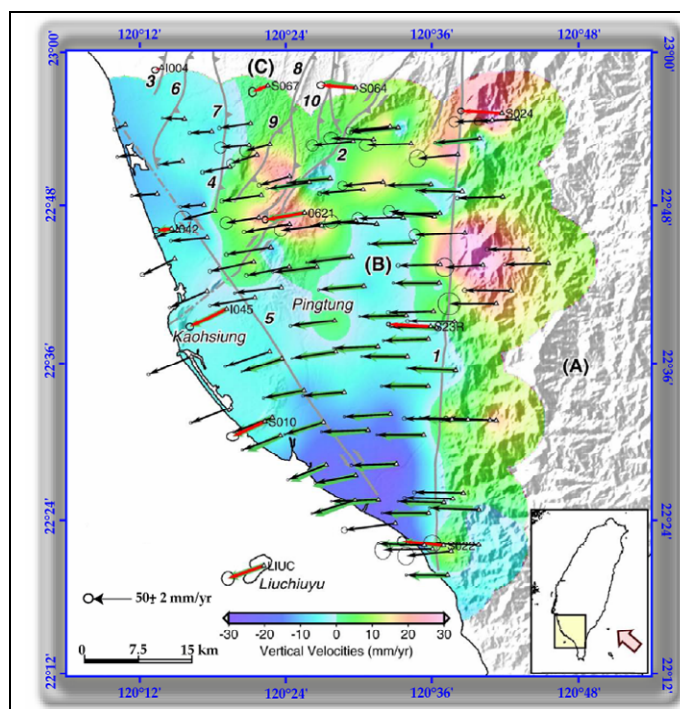


Figure 216: Champs de déplacement calculés à partir des données GPS au niveau de la partie sud-ouest de Taiwan (Ching et al. 2007).

Autre que ses applications de surveillance des failles actives, le GPS a montré une grande efficacité pour le suivi des glissements des terrains comme c'est le cas mené par Gili et al. (2000) sur le bassin de torrents de Vallcevre et Llarg situé dans les Pyrénées orientale à 140 Km de Barcelone. Dans cette étude, les 14 campagnes de mesures GPS qui ont été effectuées sur une période de 26 mois ont permis de délimiter une zone de glissement de terrain d'une superficie de 0.8 Km² et avec des taux de déplacement d'éboulement de 130 mm pendant la période pluvieuse. Ainsi, pendant la période 1996-1997, le déplacement cumulé dans ce bassin, qui a entraîné la mobilisation d'un ensemble de couches de schiste, de gypse et d'argile, est estimé à 1.6 m.

II - Application de la zone d'étude : planification et préparation du projet GPS

L'élaboration d'un projet GPS comporte habituellement quatre phases: planification et préparation, travaux sur le terrain, traitement des données et, enfin, la production du rapport final. Dans ce qui suit, nous intéressons uniquement à la première phase.

La planification et la préparation d'un projet GPS sur le terrain débutent par l'expression des besoins en positionnement et s'achèvent lorsqu'on est entièrement prêt à exécuter avec succès les travaux sur le terrain. Les différentes étapes intermédiaires varient grandement en fonction de l'ordre de grandeur, de l'exactitude et du lieu du projet.

II-1 - Le choix des sites d'implantation d'un réseau géodésique GPS

L'implantation du réseau GPS dans cette zone vise, une meilleure compréhension du comportement des failles actives et de l'estimation du tenseur de déformation et par conséquent la compréhension du contexte géodynamique de cette zone. D'autre part, ce réseau peut être exploité pour la précaution contre le risque d'effondrement des mines de phosphates.

Tout commence par la recherche du site de mesure idéal : en premier lieu, une roche dure comme le calcaire en affleurement, pour que le site soit parfaitement stable. Dans ce projet, et pour définir ces zones aptes de contenir ces points de mesure, nous avons exploité la cartographie géologique à l'échelle du 1/100 000^{ème} qui montre que les plaines sont occupées généralement par des matériaux meubles d'âge quaternaire. Cela explique ainsi le fait que la majorité des points sont installées dans des zones montagneuses. Mais puisque l'échelle du 1/100 000^{ème} manque de précision, il est indispensable de vérifier l'emplacement des points sur le terrain.

En second lieu, un horizon dégagé dans toutes les directions, pour que les signaux des satellites parviennent à notre antenne sans être affectés dans leurs trajets. Cela peut être aisément respecté vu la nature d'occupation du sol qui se caractérise par la dominance des terrains nus.

Cette étude estime que l'installation d'un réseau GPS d'ordre "1" comportant 11 stations permanentes et deux stations permanentes fixes IGS, réparties dans l'Atlas méridional de la Tunisie (*Figure 217*), est largement suffisante pour contrôler et analyser les déplacements et les déformations actuelles engendrées par des mécanismes naturelles (sismique, tectonique) ou

anthropiques (affaissement des mines de phosphates). Les variations de distance entre les stations permettront de calculer les vitesses relatives des stations GPS.

II-1-a - Installation des deux stations IGS :

La mesure de la déformation topographique par GPS exige une grande précision et donc la sollicitation de la méthode la plus fiable. La technique de mesure par GPS différentielle, qui a prouvé sa fiabilité, nécessite l'utilisation de deux récepteurs : un fixe et l'autre mobile. Pour appliquer cette solution, il est fortement recommandé l'utilisation d'une station GPS fixe permanente. Les coordonnées de cette station doivent être calculées avec une précision maximale. Cette dernière peut être atteinte en implantant la station en respectant les modalités et les normes exigées par l'IGS.

La première étape pour déterminer les coordonnées IGS des stations de l'Atlas méridional de la Tunisie consiste à localiser les stations IGS les plus proches des sites projetés, cela est basé sur la carte de l'ensemble des points IGS dans le monde (Rebai, 2007). La deuxième étape consiste à calculer les lignes de bases.

Ces stations doivent être installées dans des zones stables (Pagarete et al., 1990) et le plus loin possible des champs de contraintes infligées par l'influence sismique ou anthropique. Le calcul des coordonnées exactes de ces stations permanentes est basé sur la connaissance d'au moins trois stations permanentes à coordonnées exactes, les plus proches de la zone d'étude.

Pour cela, nous avons exploité la base des données du système de référence mondiale ITRF (International Terrestrial Reference Frame). Ces points serviront comme points fixes dans le calcul des coordonnées des points de base du réseau géodésique de l'Atlas méridional de la Tunisie.

Ainsi, pour avoir une géométrie régulière avec notre station, on a choisi les stations IGS illustrées dans le *Tableau 29* : chacun de ces points est identifié par ses coordonnées géodésiques (φ , λ , h) dans le système ITRF, ellipsoïde GRS80, qu'on peut les convertir, par les formules de transformations, en coordonnées cartésiennes (X,Y,Z) ou géographiques.

Tableau 29: Coordonnées des sites IGS les plus proches de la Tunisie.

Site	Pays	X (ITRF2008)	Y (ITRF2008)	Z (ITRF2008)	Lat (WGS84)	Long (WGS84)	Height (WGS84)
sfer	Espagne	5105519.01	-555145.86	3769803.38	36°27'51.6439"N	6°12'20.3238"W	84.173
madr	Espagne	4849202.38	-360328.95	4114913.20	40°25'44.9831"N	4°14'58.7719"W	829.451
cagl	Italie	4893378.82	772649.80	4004182.16	39°08'09.2827"N	8°58'21.9100"E	238.361
lamp	Italie	5073164.75	1134512.58	3683181.15	35°29'59.1874"N	12°36'20.3642"E	57.788

D'après les analyses morphométriques et sismo-tectoniques, certaines structures montrent un état de stabilité comme c'est le cas de J. Berda dont le sommet est constitué essentiellement par des matériaux durs : Calcaires et dolomies (formation Zebbag). Mais, pour éliminer la moindre incertitude, nous avons supposé que toutes les structures de la zone d'étude peuvent être influencées par le jeu des failles existantes, particulièrement la faille de Gafsa. Par la suite, nous estimons que les sites idéals pour l'implantation des points IGS seront éloignés de cette influence. Ainsi, le premier point IGS est placée au nord de la faille de Gafsa et l'autre est placé dans la plate-forme saharienne qui constitue un domaine tectoniquement stable (Figure 217).

II-1-b - Installation du réseau d'ordre "1" de stations GPS permanentes:

Deux stations permanentes seront installées dans la zone d'effondrement de la mine de Moulares détectée par l'interférométrie radar. Pour le reste des stations, elles seront localisées de part et d'autre des failles susceptibles d'être actives et dans les zones morphométriquement instables. Cela se base évidemment sur l'analyse morphométrique et sismique de la région (Figure 217).

Les coordonnées exactes des stations GPS projetées sont illustrées dans le *Tableau 30*.

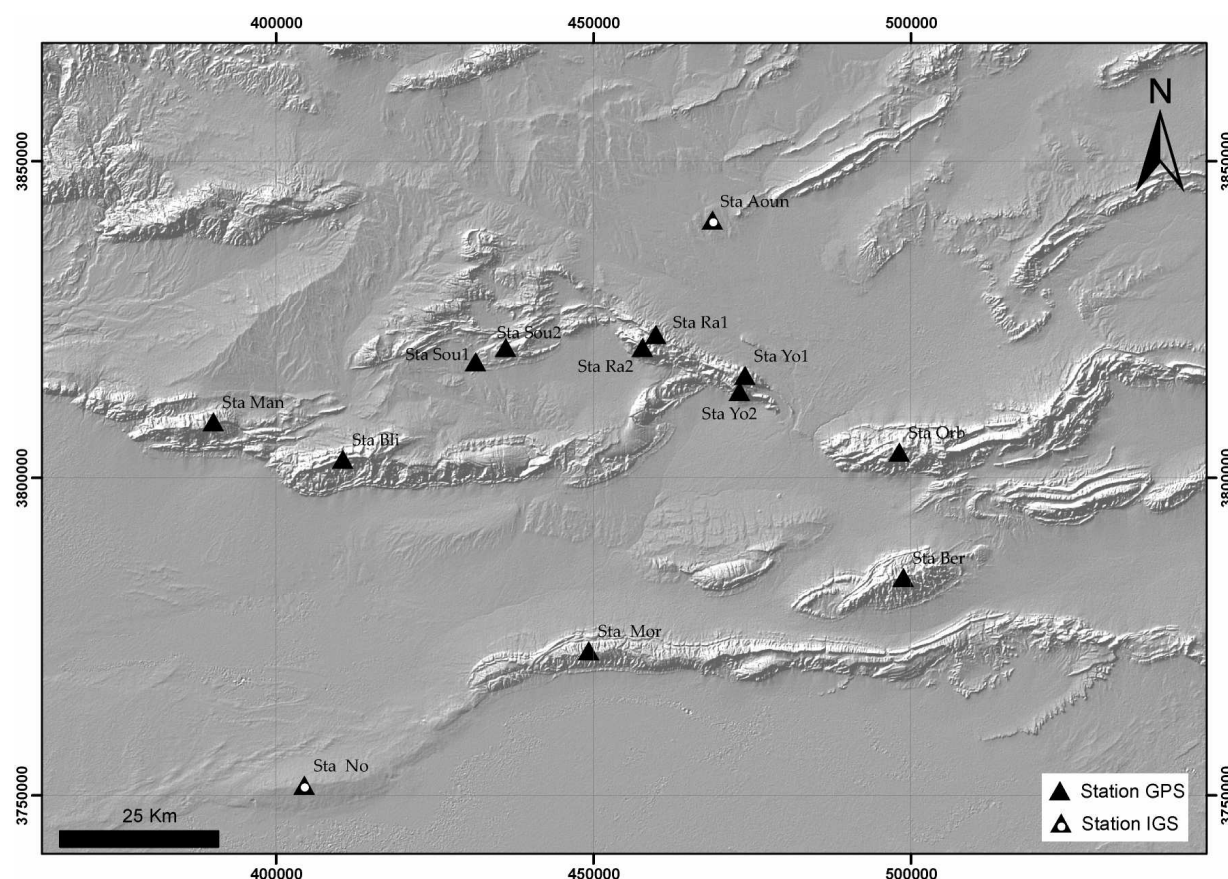


Figure 217: Réseau GPS projeté de l'Atlas méridional de la Tunisie.

Tableau 30: Emplacement des stations projetées de GPS dans l'Atlas méridional de la Tunisie.

	Nom_station	Localité	X_utm	Y_UTM	Long°	Lat °
1	Sta RA1	J. Bou Ramli	457686,515	3820565,135	8,5389	34,5259
2	Sta Yo2	J. Ben Younes	472977,519	3813626,359	8,7058	34,4638
3	Sta Yo1	J. Ben Younes	473812,742	3816132,028	8,7148	34,4865
4	Sta RA2	J. Bou Ramli	459774,572	3822588,944	8,5616	34,5442
5	Sta Orb	J. Orbata	498134,149	3804055,204	8,9797	34,3779
6	Sta Ber	J. Berda	498809,603	3784306,984	8,9871	34,1998
7	Sta Man	J. al Mandra	390060,159	3808851,325	7,8037	34,4153
8	Sta Mor	J. Morra	449216,894	3772707,507	8,4495	34,0939
9	Sta No	Nord de chott	404409,390	3751589,771	7,9661	33,9004
10	Sta Sou1	Stah el Souda	431365,126	3818296,609	8,2523	34,5040
11	Sta Sou2	Stah el Souda	435459,887	3819849,209	8,2968	34,5182
12	Sta Bli	J. Bliji	410469,730	3802953,613	8,0264	34,3641
13	Sta Aoun	J. Sidi Ali Ben Aoun	470077,416	3841183,734	8,6732	34,7122

Dans ce cas, un réseau géodésique permanent, il est nécessaire de refaire des missions de mesure périodique en revenant aux mêmes sites et en renouvelant les mesures de la même manière. Par la suite il sera possible de proposer un champ de vitesse dans la zone d'étude ; en effet, par la précision des mesures millimétriques, la technique employée permet de déterminer les distances exactes entre les points choisis, même lorsqu'ils sont espacés de plusieurs kilomètres. Si les points se sont déplacés les uns par rapport aux autres au cours du temps, nous pouvons préciser la vitesse et la direction de ces déplacements, et donc quantifier la déformation de cette région.

Sur le terrain, un point de mesure est matérialisé par un repère géodésique, en général une "broche" métallique enfoncée dans un affleurement rocheux solidement lié au substratum. A l'aide d'un trépied associé à un viseur optique, il est possible de placer l'antenne GPS exactement à la verticale du centre du repère, à une hauteur déterminée. La mesure GPS de la position de l'antenne fournit alors la position du repère. Il suffit de mesurer à nouveau la position de ce repère quelques temps après pour détecter un déplacement et en déduire une vitesse. La déformation dans une zone considérée est donnée par la mesure des déplacements d'un certain nombre de points répartis sur la zone considérée. Cet ensemble de points constitue un réseau géodésique. En pratique, compte tenu de l'obligation de faire des mesures différentielles et de l'obligation de faire des mesures suffisamment nombreuses et durant assez longtemps, il est nécessaire de mesurer les points du réseau simultanément pendant plusieurs heures, voire plusieurs jours. Typiquement on effectuera une mesure toutes les 30 secondes,

pendant 3 jours, sur tous les satellites visibles à chaque instant. Cela représente une moyenne de 40000 mesures par point. Evidemment, le temps de mesure est conditionné par la précision requise. Pour une précision de quelques centimètres, il sera suffisant de mesurer pendant une durée de l'ordre de l'heure.

Mais il est préférable, dans certaines localités, d'installer des GPS permanents fixes, ou continus, au lieu de GPS permanents. L'avantage principal du GPS continu est la résolution temporelle, obtenue néanmoins au détriment de la résolution spatiale. Cette résolution temporelle permet d'abord de diminuer le temps nécessaire à l'obtention d'un signal tectonique qui dépasse le bruit de mesure, grâce à la fréquence d'échantillonnage quotidien. En outre, elle permet d'obtenir des séries temporelles continues des positions des stations, ce qui permet de déterminer rigoureusement les modèles d'erreur associés aux données, de détecter les effets géophysiques transitoires qui peuvent affecter la position des stations au cours du temps.

II-2 - Choix de l'équipement

Pour les travaux de géodésie par la méthode GPS, seule la méthode de détermination par positionnement relatif permet d'atteindre le niveau de précision désiré. Donc nous avons projeté pour réaliser notre levés deux récepteurs de type Leica 500 à double fréquence (L1 et L2), avec deux antennes de type Leica AT-502. Le temps d'observation est de quelques secondes car les lignes de base sont inférieures à 5 km et les sites sont assez dégagés.

III - Conclusion de la 4^{ème} partie

Cette étude propose l'installation d'un réseau GPS d'ordre "1" comportant 11 stations permanentes et deux stations permanentes fixes IGS, réparties dans l'Atlas méridional de la Tunisie. Leurs emplacements se sont basés essentiellement sur les analyses sismiques et morphométriques détaillées précédemment.

Le déploiement d'un réseau GPS dans la zone d'étude va contribuer à mieux quantifier l'activité de la région, à préciser la cartographie sismique, à mieux comprendre la déformation associée et enfin à mieux évaluer l'aléa sismique.

De plus, il sera un outil performant pour détecter et surveiller les effondrements des mines de phosphates.

Une bonne planification et une bonne préparation devraient permettre d'exécuter relativement sans problèmes les travaux sur le terrain.

CONCLUSION

GENERALE

L'objectif de ce travail est de définir les types de déformations topographiques qui sont liées soit à l'évolution géodynamique de la zone d'étude, soit à l'influence d'autres mécanismes comme l'action anthropique. Pour cela le suivi des modifications topographiques est réalisé à deux échelles de temps : le suivi des modifications survenues au cours de périodes géologiques est accompli par des études sismo-tectoniques et morphométriques. A une autre échelle, les déformations très récentes sont exprimées grâce aux apports de l'analyse des interférogrammes.

Dans un contexte méditerranéen sismiquement perturbé, la Tunisie se place parmi les pays les moins touchés par les événements sismiques. Ces événements se caractérisent par leurs magnitudes modérées à faibles et par la profondeur superficielle de leurs épicentres. Le calcul des mécanismes au foyer permet de déduire qu'il s'agit globalement d'un régime compressif caractérisé par une direction de raccourcissement NW-SE qui règne sur l'ensemble du territoire tunisien.

La cartographie des épicentres a permis la délimitation de quatre zones qui présentent un potentiel sismique relativement important. Parmi ces zones, nous avons suggéré, en se basant sur le facteur de la fréquence des événements sismiques, que l'étude de l'Atlas méridional de la Tunisie, pourra être de grand intérêt pour l'étude de la néotectonique.

Les études sismo-tectoniques, morphologiques, géologiques et structurales, présentées dans la deuxième partie, viseront à améliorer nos connaissances sur l'évolution géodynamique de ce secteur de la Tunisie.

Une identification des failles à jeu récent (néotectonique) a été réalisée dans l'ensemble de l'Atlas méridional de la Tunisie. Outre les observations sismologiques, les méthodes de la morphométrie et celles de l'analyse du réseau hydrographique ont permis de confirmer une activité récente de la faille de Gafsa.

En effet, le jeu de cette faille se prononce clairement à travers l'analyse des paramètres morphométriques en laissant ses empreintes sur les grands reliefs et surtout au J. Orbata, J. Ben Younes et J. Bou Ramli.

Ainsi, l'interprétation structurale des indices de déformation néotectoniques nous permet de les considérer comme une preuve de l'activité de ces failles, mais aussi de l'activité de l'halocinèse.

En effet, nous insistons particulièrement sur la relation existant entre le mouvement du sel et la variation des paramètres morphométriques, confirmant ainsi la relation étroite qui existe entre la morphostructuration de surface et les structures profondes.

La corrélation entre les indices morphométriques et la couverture géologique a permis de démontrer que quelques anomalies morphométriques sont dues à la variation lithologique à la surface. Ainsi, l'interprétation des déformations nécessite des connaissances géologiques. Dans ce contexte, l'assemblage des huit cartes géologiques à l'échelle du 1/100 000^{ème} nous a permis une grande avancée dans la localisation des différentes lithologies et dans la compréhension structurale. Ce travail a toutefois aussi fait surgir quelques difficultés cartographiques dont les plus significatives concernent les limites des cartes géologiques mitoyennes, les différents ensembles lithologiques, leurs subdivisions et leurs descriptions sont parfois différentes d'une carte à l'autre. Ces problèmes peuvent constituer un obstacle lors de la lecture géologique d'ensemble du sud de la Tunisie. Ainsi, et pour optimiser la cartographie géologique, nous nous sommes basé principalement sur la typologie du réseau hydrographique, la morphologie des paysages et le traitement des images satellitaires (LANDSAT).

Dans un autre volet de la thèse, nous avons exploité la technique de l'interférométrie différentielle. Ce traitement repose sur des principes physiques et géométriques qui permettent d'exploiter le déphasage entre les deux signaux radar pour en déduire le déplacement du pixel observé.

Dans la zone d'étude, les résultats de la méthode DInSAR, en utilisant 17 images radar, révèlent deux régions affectées par une subsidence. Cette subsidence, vérifiée et confirmée sur le terrain, est localisée dans la partie du sud de la chaîne de Moulares et plus exactement à 500 m au nord de la ville de Moulares. Les régions subsidentes sont localisées à l'aplomb des mines de phosphates. Ainsi, l'affaissement révélé par DInSAR est clairement lié à l'activité minière dans ce domaine. Les effondrements observés sont survenus après l'arrêt de l'activité d'exploitation. Donc il s'agit très probablement de conséquences Après Mines (post-mining).

D'une manière générale, après exploitation, les mines souterraines restent souvent pendant des années dans un état métastable. Dans la zone d'étude, et devant l'importance de la valeur et la grande étendue spatiale de la subsidence, plusieurs mécanismes peuvent être mis en

cause : une activité sismique naturelle ou anthropique, une infiltration intensive de l'eau et/ou une remontée du niveau piézométrique de la nappe.

Mais, et en dehors des zones affectées par le phénomène d'affaissement des mines de phosphates dans ces régions, la technique de l'interférométrie radar n'a pas permis d'apercevoir des mouvements qui peuvent être interprétés comme étant un mouvement co-sismique ou post-sismique.

En se basant sur les résultats dévoilés par l'interférométrie radar, l'analyse sismo-tectonique et l'analyse morphométrique, nous proposons d'implanter un réseau GPS de surveillance géodynamique.

Cette étude estime que l'installation d'un réseau GPS d'ordre "1" comportant 11 stations permanentes et deux stations permanentes fixes IGS, réparties dans l'Atlas méridional de la Tunisie, est largement suffisante pour contrôler et analyser les déplacements et les déformations actuelles engendrées par des mécanismes naturels (sismo-tectonique) ou anthropiques (effondrement dans la zone des mines de phosphates). Ainsi, l'installation des stations doit respecter l'aspect structural et doit tenir compte des résultats des analyses morphométriques. En effet, l'analyse morphométrique a permis de distinguer certaines zones qui peuvent être le siège d'une activité néotectonique.

D'autre part, l'effondrement des mines de phosphates peut se reproduire dans la zone d'étude et peut, à la limite, endommager partiellement l'infrastructure de la ville de Moularet. Par la suite, ce phénomène représente un vrai risque de glissement de terrain qui exige une surveillance. Ainsi, et pour être en mesure de mieux comprendre ce phénomène et de développer des modèles de prédiction de la subsidence du sol, il nous paraît très intéressant d'implanter deux stations GPS (Station nommée : Sta Sou 1) dans la zone effondrée et une autre juste à côté mais en dehors de la zone minière (Station nommée : Sta Sou 2).

Le réseau GPS projeté de l'Atlas méridional de la Tunisie peut être densifié par d'autres stations de mesures d'ordre "2". En effet, une série de mesures directes et espacées dans le temps avec l'analyse des vecteurs de déplacement des tenseurs géodésique doit être effectuée. Ceci peut confirmer la continuité du déplacement et peut aussi dévoiler de nouvelles zones d'intérêt pour une meilleure compréhension du régime tectonique et sismique.

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Logigramme illustrant les grands axes de cette étude.....	12
Figure 2: Modèle simplifié de la déformation du sol autour d'une faille au cours du cycle sismique : la théorie de rebond élastique d'après Reid (1910) : a- phase inter-sismique des deux compartiments de part et d'autre de la faille, b- Phase pré-sismique, c- Phase co-sismique, d- phase post-sismique (d'après Zoback, 2006).	16
Figure 3: Exemple de détermination de mécanisme au foyer d'un séisme. On situe les différentes polarités et puis on trace les plans nodaux.	18
Figure 4: Types des failles et leurs mécanismes au foyer relatifs (les cadrans en compression sont en noir, ceux en extension en blanc).	18
Figure 5: Les six éléments du tenseur de moment sismique (d'après Finck, 2001).	21
Figure 6: Choix du mécanisme au foyer du séisme (calculé en utilisant le maximum des stations).	22
Figure 7: Répartition des stations sismiques utilisées par le NEIC (USGS) et le ISC dans le monde et en Tunisie (20 stations).	23
Figure 8: Les mécanismes au foyer des séismes dans le monde (calculés à partir des données du " Global Centroid Moment Tensor Catalog" pendant la dernière décennie: 1998-2008).	25
Figure 9: Carte de risque sismique du bassin méditerranéen (extraite de la carte de risque sismique mondiale réalisée dans le cadre du programme GSHAP (1993-1998).	26
Figure 10: Représentations des vitesses de déplacement de la plaque africaine selon plusieurs auteurs, montrant un désaccord sur l'évaluation du déplacement mais un accord sur la détermination du sens du mouvement (en admettant que la plaque d'Eurasie est stable le long de la frontière des plaques d'Afrique et Eurasie dans le domaine méditerranéen) (d'après Nocquet & Calais, 2004).	27
Figure 11: Carte du relief du domaine nord-africain montrant les grands ensembles structuraux : Tell, Rif, Haut Atlas, Atlas et Plate-forme Saharienne.	28
Figure 12: Mécanismes au foyer des séismes dans le bassin méditerranéen (calculés à partir des données du Centre Sismologique Euro-Méditerranéen (CSEM) pour la période 1973-2008).	30
Figure 13 : Tectonique actuelle et récente de la méditerranée+ GTOPO30 (d'après Chihi, 1995).	31
Figure 14 : Densité sismique en Tunisie, au Maroc et en Algérie (Source des données : NEIC (USGS) pendant la période 1973-2011). La cartographie est réalisée comme suite : on calcule la fréquence des épicentres dans un cercle de rayon de 50 Km, la valeur obtenue sera attribuée au pixel du centre de taille 5 Km.	31
Figure 15: Sismicité de la mer Méditerranée (1973-2011) (Source de la magnitude : NEIC (USGS) ; topographie : MNE ETOPO 2 ; la flèche en pointillé indique l'accident sud alésique).	32
Figure 16: Fréquences des séismes/ magnitude dans le bassin méditerranéen pendant la période 1973-2011 (Source des données : NEIC -USGS).	32
Figure 17: A : Propagation de l'onde dans un milieu homogène ; B : Sismogramme enregistré par une station.	34
Figure 18: Profondeurs des foyers sismiques en mer Méditerranée (1973-2011).	35
Figure 19: Contexte géodynamique actuel de l'Italie du sud (compilé d'après Doglioni et al., 2001 ; Gelabert et al., 2002 ; Neri et al., 2003 ; Ranvier, 2004, Fortunato, 2009).	35
Figure 20: Bloc diagramme de la subduction de la plaque ionienne (d'après Gvirtzman & Nur, 1999 ; Tonarini et al., 2001 ; Trua et al., 2003).	36
Figure 21: Profondeur de la limite lithosphère-asthénosphère de la zone de transition Atlantique-Méditerranée (d'après Fullea Urchulategui et al., 2005).	36
Figure 22: Contexte géodynamique dans le bassin d'Alboran en Méditerranée occidentale (d'après Carminati & Doglioni, 2004).	37
Figure 23: a- Variation de la magnitude en fonction du temps dans le bassin méditerranéen (1973-2008) ; b- Densité des épicentres.	38
Figure 24: Calendrier des événements tectoniques de la Tunisie orientale, Extrait du calendrier tectonique de la Tunisie (modifié d'après Bouaziz et al., 2002).	39
Figure 25: Ensembles orographiques de la Tunisie.	40
Figure 26: Formation d'un graben au toit d'un dôme salifère.	41

Figure 27: Cartes sismo-tectonique de la Tunisie et leurs rosaces : a- A l'échelle du 1/1.000.000 ^{ème} (Ben Ayed & Zargouni, 1989) ; b- A l'échelle du 1/500.000 ^{ème} (Hfaiedh et al., 1991).	42
Figure 28: Epicentre des séismes ressentis entre 410 et 1973 (d'après le catalogue des séismes tunisiens de 410 à 1973).	44
Figure 29 : Epicentre des séismes en Tunisie (M>3.5) depuis 1970 jusqu'à 2005 (d'après l' I.N.M.).	45
Figure 30: Carte sismo-tectonique de la Tunisie et de l'Algérie orientale (Magnitude sismique et les paramètres des mécanismes au foyer proviennent du Centre Séismologique International ; les données topographiques sont extraites à partir du SRTM ; les données bathymétriques sont extraites à partir du ETOPO 1 ; les failles proviennent de la carte sismo-tectonique de la Tunisie éditée par l' I.N.M. en 1991). ...	47
Figure 31: Représentation des mécanismes au foyer calculés par Kacem (2004) : L'ensemble des ces mécanismes montre un régime régionale compressive avec un serrage de direction NW-SE. Mais, dans certaines zones, des structures distensives préexistantes interviennent localement par la permutation des contraintes régionales.	48
Figure 32: Zonage sismique en Tunisie mettant en évidence quatre zones à potentiels sismiques relativement importants.	49
Figure 33: Linéament (c) décrit par le réseau hydrographique (a) et mis en évidence par la topographie du terrain (b). Ce Linéament (en pointillé) peut correspondre à un accident tectonique. (Source de réseau hydrographique : DCW ; Topographie : MNE GTOPO30).	50
Figure 34: Profondeur des épicentres en Tunisie et en Algérie orientale montrant une sismicité superficielle.	51
Figure 35 : Nombre des seismes en Tunisie par décennie (d'après le catalogue ISC, 2008). (Sans prise en compte de la magnitude ou de la profondeur des séismes).	52
Figure 36: Localisation de quelques travaux de recherches précédents dans la zone d'étude.	55
Figure 37: Sismicité de l'Atlas méridional de la Tunisie pour la période 1970- 2005 (source : catalogue de l' I.N.M.). L'épicentre représenté en noir est celui du séisme du 7 Novembre 1989 étudié par Dlala et Hfaiedh (1993).	56
Figure 38: Carte sismo-tectonique de l'Atlas méridional de la Tunisie et les mécanismes au foyer inverses des deux événements sismiques étudiés (Magnitude sismique et les paramètres des mécanismes au foyer proviennent du Centre Séismologique International "ISC").	58
Figure 39: a : Réseau des failles de la zone d'étude (d'après les cartes géologiques à l'échelle du 1/100.000 ^{ème}) ; b : Directions des failles.	59
Figure 40: Relation sismicité - tectonique dans la zone d'étude : failles (Hfaiedh, et al., 1991) ; données sismologiques instrumentales (pendant la période 1975–2010) de l'Institut National de Météorologie-Tunis (Pour faciliter l'interprétation, chaque épicentre est représenté uniquement par son emplacement sans indication sur sa magnitude) ; superposition sur les données altitudinales SRTM (Paramètres d'estompage des données SRTM: Azimut= N315°E, Altitude= 45°).	61
Figure 41: Couverture des cartes géologiques à l'échelle du 1/100.000 de la zone d'étude : Carte de Sidi Aich (Ouled Ghrib et al.,1995) ; Carte de Moulare (Boukadi et al., 1991) ; Carte de Metlaoui (Regaya et al., 1991) ; Carte d'El Ayacha (Zouari et al., 1991) ; Carte de Gafsa (Slimane et al., 1991) ; Carte de Bir Rekeb (Fakraoui et al., 1991) ; Carte de Ksar El Asker (Mahjoub & Fakraoui, 1990) ; Carte d'El Hamma du Jerid (Mahjoub & Fakraoui, 1990).	63
Figure 42: Exemple de carte géologique vectorielle (carte Metlaoui à l'échelle du 1/100.000 ^{ème}).	63
Figure 43: Assemblage des cartes géologiques préexistantes à l'échelle du 1/ 100000 de la zone d'étude (les rectangles blanc indiquent les cas étudiés dans ce travail : I- Figure 45 ; II- Figure 50 ; III- Figure 51 ; IV- Figure 52) : 1- Holocène - Actuel ; 2- Holocène - Actuel ; 3- Holocène - Actuel ; 4- Holocène - Actuel ; 5- Holocène inférieur - Pléistocène supérieur ; 6- Pléistocène moyen ; 7- Miocène supérieur - Pléistocène inférieur ; 8- Miocène moyen ; 9- Oligocène ; 10- Lutétien - Priabonien ; 11- Yprésien - Lutétien ; 12- Yprésien ; 13- Paléocène ; 14- Paléocène ; 15- Maastrichtien supérieur ; 16- Maastrichtien inférieur - Campanien supérieur ; 17- Campanien inférieur - Santonien pp. ; 18- Coniacien ; 19- Turonien pp. ; 20- Cénomaniens supérieur - Turonien basal ; 21- Cénomaniens ; 22- Bédoulien - Gargasien - Albien supérieur ; 23- Barrémien supérieur ; 24- Hauteriviens supérieur - Berriasien ; 25- Tithonique supérieur - Berriasien ; 26- Autres âges non corrélés.	65

Figure 44: Effet de la lithologie sur l'architecture du réseau hydrographique (<i>l'emplacement du secteur est illustré sur la Figure 43</i>): a- Carte géologique et réseau hydrographique du flanc sud de Djebel Stah [1- Holocène - Actuel ; 2- Holocène inf.- Pléistocène sup. ; 3- Pléistocène moyen ; 4- Miocène sup.- Pléistocène inf. (formation Segui) ; 5- Miocène moyen (formation Beglia) ; 6- Oligocène (formation Sehib) ; 7- Lutétien Priabonien (formation Jebbs) ; 8- Yprésien - Lutétien (formation Kef ed Dour) ; 9- Yprésien (formation Chouabine) ; 10- Paléocène (formation El Haria) ; 11- Maastrichtien sup. (formation Berda supérieur)] ; b- Visualisation en 3D.....	66
Figure 45: Rectification de la carte géologique en se basant sur la typologie du réseau hydrographique : a- Carte avant rectification ; b- Carte après rectification ; c - Localisation du secteur par rapport à l'assemblage des cartes géologiques à l'échelle du 1/ 100.000 représenté dans la Figure 43.	67
Figure 46: a : Signatures spectrales de quelques minéraux (<i>d'après la Bibliothèque numérique spectrale de l'USGS, Clark et al.,2007</i>) ; b : Signatures spectrales de quelques roches sédimentaires sur le terrain (Gomez, 2004).....	70
Figure 47: Chronologie des missions LANDSAT.	71
Figure 48: Images composites multispectrales : a- En vraies couleurs ; b- En fausses couleurs.	73
Figure 49: Localisation des cartes géologique sur l'image LANDSAT (<i>en vraies couleurs : Bleu-bande1 ; Vert-bande2 ; Rouge-bande3</i>).	75
Figure 50: Identification, dans l'imagerie LANDSAT, de la formation Jebbs ou Seugdal (d'âge Lutétien-Priabonien) à J. Stah et J. Alima (<i>localisation dans la Figure 43 - II</i>): a- Image LANDSAT en vraies couleurs ; b- Bandes ratios LANDSAT 1/7 (les matériaux évaporitiques sont différenciés par la couleur blanche), c- Extrait des cartes géologiques de Metlaoui et de Gafsa mettant en évidence la continuité lithologique des couches évaporitiques (en blanc) ; d- zoom sur la zone de jonction des deux cartes (même âge : Lutétien-Priabonien, mais pas la même description dans la légende : 1- Evaporites et dolomies blanches du Jebbs ; 2-Gypse à rares passées dolomitiques et dolomies blanches de Seugdal.	76
Figure 51: Identification de la formation " Beida"(d'âge Turonien), à J. Ben Younes, à partir des données LANDSAT (<i>localisation dans la Figure 43 - III</i>): a- Extrait de la couverture géologique de Sidi Aich à Echelle du 1/ 100.000 ^{ème} ; b- Image LANDSAT en fausses couleurs (bande 5,3 et 1).	77
Figure 52: Localisation de la zone test IV (<i>voir Figure 43- IV</i>).	78
Figure 53: Traitements des images LANDSAT appliqués sur une partie de la zone d'étude: a- image composite en fausses couleurs (7/5, 5/4 et 3/1) ; b- filtrage de type Lee ; c- Stretching de type "Gaussien"	79
Figure 54: Résultats des traitements : a- Résultat de la segmentation ; b- Combinaison de produits de la segmentation avec la carte géologique brute.	80
Figure 55: Carte géologique de l'Atlas méridional à l'échelle du 1/500.000 ^{ème} (<i>d'après la carte géologique de la Tunisie à l'échelle du 1/500.000^{ème} réalisé par l'ONM en 1988</i>).	82
Figure 56: Carte simplifiée de la géologie de la zone d'étude (engendrée à partir des cartes géologiques de la zone d'étude à l'échelle du 1/100.000 ^{ème}) drapée sur le MNE SRTM du terrain.	83
Figure 57: Répartition du crétacé inférieur et supérieur dans la zone d'étude (<i>d'après la couverture géologique à l'échelle du 1/100.000^{ème}</i>).	86
Figure 58: Formation Sidi Aïch au niveau de J. Orbata.	87
Figure 59: Affleurements de l'Oligocène dans la zone d'étude (<i>d'après la couverture géologique à l'échelle du 1/100.000^{ème}</i>).	89
Figure 60: Log stratigraphique synthétique de la région de Gafsa (Boukadi, 1994).	90
Figure 61: Repartition du Quaternaire dans la zone d'étude (<i>Extrait de la carte géologique de la Tunisie à l'échelle du 1/500.000^{ème}</i>).	91
Figure 62: Réseau hydrographique du Maghreb et localisation des Chotts.	94
Figure 63: Plaines et dépressions de l'Atlas méridional de la Tunisie : a- Chott El Gharsa ; b- Chott El Jerid ; c- Chott El Fejjaj ; d- Sebkhet El Hamma ; e- Sebkhet En Nouer ; f- Sebkhet Sidi Mansour ; g- Sebkhet Guettar ; h- Garaat Ed-Douza.	95
Figure 64: Vue panoramique : chott El jerid et la chaîne du Nord des chotts.	95
Figure 65: Les principales chaînes plissées de l'Atlas méridional de la Tunisie.	98
Figure 66: Types des données topographiques.	100

Figure 67: Deux représentations de l'altitude : MNT/DTM : Sol nu sans prise en considération de l'occupation du sol ; MNE/DEM : Moyenne des altitudes par rapport à la taille du pixel de la 1 ^{ère} surface réfléchissante.	100
Figure 68: Visualisation des routes dans l'ASTER-GDEM.	101
Figure 69: Sources et quelques produits dérivés du MNT ou du MNE.	101
Figure 70: Illustration des différents types de MNT et MNE disponibles dans la zone d'étude et leurs cartes de relief ombré associées (zone de test : J. Orbata): a- MNT calculé à partir des cartes topographiques à l'échelle du 1/100 000 ^{ème} (résolution = 25 m) ; b- ASTER GDEM (résolution = 30 m) ; c- SRTM (résolution = 90 m) ; d- GTOPO30 (résolution = 1 km).	103
Figure 71: Les deux dalles GTOPO30 relatives à l'Afrique et l'Europe (USGS et NASA, 1996).	104
Figure 72: Composantes de la navette spatiale ENDEAVOUR (d'après Rabus et al., 2003).	105
Figure 73: Dalles SRTM couvrants la Tunisie.	106
Figure 74: Composantes du produit Aster-GDEM : a- DEM file ; b- QA file.	107
Figure 75: Représentations topographiques de l'Atlas méridional de la Tunisie à l'échelle du 1/100 000 ^{ème} : a- Assemblage des cartes topographiques ; b- Courbes de niveau vectorisées (équidistance =25 m) ; c - Modèle Numérique de Terrain en teinte hypsométrique (en niveaux de gris) issu de la numérisation des cartes topographiques ; d - Vue 3D (exagération x10) ; e- Histogramme de la répartition des altitudes.	109
Figure 76: Exemple d'un MNE calculé à partir d'un interférogramme de la Tunisie orientale.	110
Figure 77: Influence de la résolution matricielle des MNTs sur la précision de l'information altimétrique (Chaîne de Moulares, Tunisie): différence entre les profils générés à partir de trois types de MNT.	113
Figure 78: Deux profils topographiques de l'Atlas méridional de la Tunisie à partir du SRTM (avec exagération x5).	114
Figure 79: Exemples d'artéfacts (entourés en noir) détectés sur ASTER GDEM (J. Bou Ramli et J. Biadatt) (a) correspondant, sur le masque (b), à des zones dont le nombre des MNTs locaux utilisés pour calculer la valeur de pixel est très petit (valeur en noir) comparant à la valeur des pixels qui les entourent (valeur en blanc). Ces artéfacts sont clairement aperçus sur la carte de relief du secteur (c).	116
Figure 80: Calcul de l'erreur sur la chaîne de Moulares (la ligne de coupe est représentée en blanc): a - RMS ASTER GDEM ; b - MNE ASTER GDEM ; a'- courbe de variation spatiale de l'erreur suivant le profil AB ; b'- profil topographique (AB) montrant les anomalies d'altitude.	117
Figure 81: Localisation des points de mesures altimétriques GPS prélevées sur le terrain ① et des points géodésiques ② (source : OTC).	119
Figure 82: Différence altimétrique entre les données SRTM et GTOPO30 : a- cartographie de la différence (avec un zoom sur le secteur étudié ici) ; b - répartition des pixels selon les différences d'altitudes.	122
Figure 83: Sous matrice de taille 3 de la matrice des altitudes avec une taille de cellule égale à (a) et en indiquant les coordonnées des points de la sous matrice dans un repère cartésien XY et avec l'altitude Z (Wood, 1996).	124
Figure 84: Analyse statistique du MNE SRTM de l'Atlas méridional de la Tunisie.	125
Figure 85: Statistique de pente des pixels (slope spectrum).	127
Figure 86: Carte de pente de la zone d'étude calculée à partir du MNE SRTM.	127
Figure 87: Répartition spatiale des zones à grande pente (>30°).	128
Figure 88: Fraction de la chaîne de Gafsa montrant le pendage fort du flanc sud et le pendage faible du flanc nord.	129
Figure 89: Rupture de pente observée sur J. Orbata.	130
Figure 90: Exemple de représentation graphique (densité et nuages de point) des pentes en fonction des altitudes.	130
Figure 91: Représentations statistiques de la relation entre les altitudes et les pentes (densité des points) dans quelques secteurs de la zone d'étude.	131
Figure 92: Produits hypsométriques et interprétation morphodynamique : paysage évolué = relief dégradé ("Monadnock stage") ; paysage mature = relief en phase d'équilibre ("Mature stage") ; paysage immature= relief jeune ("Youthful stage").	132
Figure 93: Courbe hypsométrique de la surface de la Terre (d'après Wegener, 1929).	133

Figure 94: Méthodologie de génération de la courbe hypsométrique relative aux bassins versant : a- Délimitation du bassin versant ; b- Découpage du MNT selon le BV ; c- Conversion du raster vers vecteur, fusion des polygones de même valeur d'altitude puis calcul de leurs surfaces ; d- Calcul statistique ; e- Production du graphique : courbe hypsométrique.	135
Figure 95: Courbes et Intégrales hypsométriques relatives à quelques bassins versants du secteur d'étude.	138
Figure 96: Courbes et Intégrales Hypsométriques (IH) relatives à quelques sous bassins versant de la chaîne de Gafsa.	139
Figure 97: Classification du relief selon l'indice hypsométrique (IH) des bassins versants.	140
Figure 98: Relation lithologie – hypsométrie : observation de maxima des courbes hypsométriques dans trois bassins versants (5,6 et 7) au flanc nord de J. Orbata, ceci peut être expliqué par la composition lithologique du bassin.	141
Figure 99: Cartographie d'exposition des pentes de la zone d'étude : a - Carte des orientations des pentes ; b- Organisation des pixels dans des bandes NE-SW (dont les axes sont illustrés par des traits contenus) ces bandes permettent de marquer quelques limites de structures (marquées par des lignes interrompus) ; c- Statistiques de l'orientation des pixels.	142
Figure 100: Variation de l'ombrage suivant la valeur de l'Azimut (Cas de J. CHEMSI): a- Azimut = 315° et élévation = 45° ; b- Azimut = 45° et élévation = 45° ; c- Azimut = 225° et élévation = 45° ; d- Azimut = 135° et élévation = 45°. Cette variation peut se montrer très utiles dans les études géomorphologiques et structurales.	143
Figure 101: Comparaison de deux MNT (Cas de J. CHEMSI) : a- MNT avec un seul estompage d'Azimut 0° ; b- avec deux estompages d'Azimuts relatives 45° et 0°.	144
Figure 102: Comparaison entre deux types d'estompage : a- estompage simple avec un azimut =315° et une élévation =45° ; b- accumulation d'estompages avec les azimuts = 45°, 135°, 225° et 315°et une élévation =45°	144
Figure 103: Cartes de relief obtenues par différents estompages (azimut 45°, 135°, 225° et 315°) montrant des linéaments morphologiques (tracés manuellement) et leurs rosaces relatives.	145
Figure 104: Rosace relative à l'ensemble des linéaments obtenus par les différents estompages de la Figure 103.	146
Figure 105: Représentations graphiques de trois méthodes (1, 2 et 3) utilisées pour calculer la rugosité du terrain (avec A, B et C sont trois zones du terrain) (Sappington et al., 2005).	147
Figure 106: Rugosité de la zone d'étude calculée à partir du MNE SRTM en utilisant la méthode "surface area" exposée par Jenness (2004). Cet indice permet de distinguer les zones à fort potentiel érosif. S_e/S_p : ratio entre la surface effective du terrain et la surface planimétrique. Les significations de ① et ② sont exposées dans le corps du texte.	150
Figure 107: Définition mathématique de la courbure (Ohlmacher, 2007).	151
Figure 108: Les deux formes de courbure : verticale et horizontale.	152
Figure 109: Classification simple des grandes formes du relief selon la Courbure horizontale (Florinsky, 2000).	152
Figure 110: Classification simple des grandes formes du relief selon la courbure verticale (Compilée d'après Florinsky, 2000 ; Mazagol et al., 2006).	153
Figure 111: Cartographie des courbures maximales (évaluées par noyaux de 9 cellules par 9) de la zone d'étude (a, b, c, d, e, f: secteurs d'intérêt morphologique).	155
Figure 112: Cartographie des courbures verticale (évaluées par noyaux de 9 cellules par 9) de la zone d'étude (a, b: secteurs d'intérêt morphologique et tectonique).	157
Figure 113 : Étapes de génération d'une surface enveloppe des sommets (J. Sehib): a- MNT sujet de l'analyse ; b- MNT résultant de l'application d'un filtre maximum altimétrique ; c- filtrage Médiane ; d- Surface enveloppe des sommets calculée par lissage matriciel.	158
Figure 114: Procédure du calcul de la surface enveloppe de base : a - réseau hydrographique ; b- extraction des altitudes relatives aux points du réseau hydrographique à partir du MNT ; c- interpolation des points du réseau hydrographique et calcul de la surface enveloppe de base.	159
Figure 115: Surfaces produites sur la zone d'étude : a- MNT ; b- surface enveloppe des sommets ; c- Surface enveloppe de base.	160

Figure 116: Profils (A-B) extraits à partir des trois surfaces de la Figure 115 : la surface topographique, la surface enveloppe des sommets et la surface enveloppe de base.....	161
Figure 117: Topographie résiduelle de la zone d'étude (les numéros des linéaments sont discutés dans le corps du text).....	162
Figure 118: Ordre des cours d'eau (Classification de Strahler, 1952).....	164
Figure 119: Analyse structurale des réseaux hydrographiques: a- Dendritique ; b- Parallèle ; c- Treillis ; d- Rectangulaire ; e- Radia ; f- Annulaire (d'après la classification de Howard, 1967).....	165
Figure 120: Analyse directionnel du réseau hydrographique de la zone d'étude.	168
Figure 121: Les zones de doutes dans la méthode D8.....	168
Figure 122: Réseau hydrographique de l'Atlas méridional de la Tunisie digitalisé à partir des cartes topographiques à l'échelle du 1/100 000 ^{ème} et la rosace directionnelle des drains.....	170
Figure 123: Contribution de la densité de drainage à l'analyse tectonique de la plaine nord de la Chine (Han et al., 2003): a- Distribution des groupes de densité de drainage [I. Beijing-Tianjin-Tangshan region (BTTR), II. Jizhong-Lubei region (JLR), III. Xingtai region (XR)] ; b- Corrélation entre la distribution des séismes et les ceintures à haute densité de drainage.	171
Figure 124: Apport de densité de drainage pour quantifier l'endommagement le long de la faille de San Jacinto : a- Localisation de la zone d'étude ; b- variation de la densité de drainage (Wechsler et al., (2009).	172
Figure 125: Principe de l'algorithme "densité de lignes"(Mazagol et al., 2008).	173
Figure 126: Densité de drainage de la zone d'étude.....	174
Figure 127: Exemples d'anomalies de drainage (d'après Defontaine & Chorowicz, 1991 ; Le Pap, 1998).	175
Figure 128: Carte des anomalies de drainage au nord du Maroc (Defontaine et al., 1992).....	176
Figure 129: Détection des segments actifs (A, B, C) de failles de la mer morte grâce aux anomalies de drainage (d'après Ferry et al, 2007).	176
Figure 130: Principes de la semi-automatisation de la détermination des anomalies (le carreau rouge indique le vertex final qui marque la fin du drain) en admettant que la vectorisation est réalisée dans le même sens de l'écoulement.	179
Figure 131: La procédure développée dans ce travail pour l'extraction semi automatique des anomalies de drainage.	180
Figure 132: Statistiques portant sur les valeurs de différence entre le sens d'écoulement de l'eau (De) et l'orientation du terrain (Dt) relatives aux drains de la zone d'étude et limites entre les domaines anomaliques et normaux.	181
Figure 133: Réseau hydrographique et anomalies de drainage dans la zone d'étude.....	182
Figure 134: Anomalies de drainage.	183
Figure 135 : Ensembles structuraux de la Tunisie (d'après Ben Ayed, 1986, modifié).....	186
Figure 136: Deux profils topographiques de la Tunisie montrant la variation morphologique entre les différents ensembles structuraux.	187
Figure 137 : Le domaine concerné par les définitions de l'axe Nord-Sud (d'après Turki, 1984).	188
Figure 138: Nouveau schéma structural de la zone d'étude prenant (en considération la bibliographie (Zargouni, 1985 ; Zouari et al., 1990 ; Boukadi, 1994 ; Bedir, 1995 ; Zouari, 1995 ; Hlaïem, 1999 ; Bouaziz, 1995), les cartes géologiques et les analyses morphométriques des données SRTM).....	190
Figure 139: Halocinèse dans la chaîne nord des chotts (Hlaïem, 1999): a- Localisation de ligne de sismique réflexion ; b- Ligne de sismique réflexion traversant la chaîne nord des chotts ; c- Interprétation de la ligne de sismique mettant en évidence la migration des séries triasiques en direction de la faille du Nord des chotts et la variation des épaisseurs des séries mésozoïques.	194
Figure 140: Différents aspects morphologiques liés aux décrochements, d'après l'exemple de la faille décrochante dextre de San Andreas (modifié d'après Wallace, 1990): a- Escarpement de faille ; b- Décalage de talwegs lié à l'activité de la faille ; c- Décalage cumulé de talwegs ; d- Talweg sans partie amont ; e- Talweg sans partie aval ; f- Rides allongées ; g- Dépression fermée ; h- Relief décalé ; i- Talweg au tracé en baïonnette, en sens inverse du jeu de la faille.	195

Figure 141 : Formation d'une méga-lentille observée à l'extrémité ouest de J. Orbata et située dans un couloir de décrochement N120°E dextre : a- <i>Faille de Gafsa</i> ; b- <i>Chevauchement de Guettar</i> ; c- <i>Faille de Oued Er Rmel</i>	196
Figure 142: Particularités morphométriques de J. Orbata : a- <i>Epicentres des événements sismiques</i> (1-03/15/1991, 2-10/25/1997, 3- 01/13/2001) ; b- <i>Topographie résiduelle</i> ; c- <i>Rugosité</i> ; d- <i>Cartographie des courbures maximales</i> ; e- <i>Densité de drainage</i> ; f- <i>Anomalies de drainage(en noir)</i>	197
Figure 143 : Modèle de la migration des évaporites triasiques le long de la faille de Gafsa : 1- <i>Phase distensive</i> ; 2- <i>Phase compressive</i>	198
Figure 144: Particularités morphométriques de J. Ben Younes et J. Bou Ramli : a- <i>Epicentres des événements sismiques</i> ; b- <i>Topographie résiduelle</i> ; c- <i>Indice hypsométrique</i> ; d- <i>Anomalies de drainage (en noir)</i> ; e- <i>Cartographie des courbures maximales</i> ; f- <i>Rugosité</i>	199
Figure 145: Comparaison entre les modes d'acquisition radar (a) et optique (b) et illustration d'une image d'amplitude radar ERS (a') et une image optique LANDSAT (b') ainsi qu'un MNE SRTM de la zone d'étude (c).....	207
Figure 146: Configuration d'une onde électromagnétique (Lillesand et Kiefer, 1987).....	208
Figure 147: Spectre électromagnétique (1GHz=10 ⁹ Hz).....	209
Figure 148: La mesure de la phase par le radar (Pathier, 2003): a- <i>Illustrations des différentes étapes du trajet aller-retour de l'onde</i> , b- <i>La phase mesurée par le radar correspond au décalage entre la phase du signal transmis et la phase du signal rétrodiffusé</i>	211
Figure 149: Principe du radar imageur à visée latérale.....	211
Figure 150: Quadrant (Frame) et Trace (Track) d'une image radar.....	212
Figure 151: Types de coefficients de rétrodiffusion (Petit, 2004) et exemples de simples mécanismes de rétrodiffusion (Fjortoft, 1999).....	214
Figure 152: Variation de la distance R entre radar et réflecteur.....	214
Figure 153: Chaîne complète de formation d'une image ROS (Amberg, 2005).....	216
Figure 154: Mode d'acquisition des images ROS : a- <i>paramètres d'acquisition du capteur ERS 1</i> ; b- <i>paramètres généraux d'acquisition des images ROS avec : L- Largeur de l'empreinte du lobe principale ; θ- Angle d'incidence ; β_a et β_b- Angles distale et azimutale du faisceau</i>	217
Figure 155: Illustration des deux résolutions spatiales : distale et azimutale.....	218
Figure 156: Construction d'une image radar en segmentant le signal de retour (Maître, 2008).....	220
Figure 157: Défauts dûs à la géométrie de prise de vue radar (<i>modifié d'après Riazanoff, 2004</i>) avec θ est l'angle d'incidence de l'onde radar.....	222
Figure 158: Filtrage de l'image radar au niveau de J. Berda.....	223
Figure 159: Géométrie de base pour l'interférométrie.....	224
Figure 160: Reconstruction du relief à partir de l'interférogramme (Petit, 2004).....	225
Figure 161: Evolution de l'effondrements du cratère du volcan KISKA se traduisant par des franges sur quatre Interférogrammes (Lu et al., 2002).....	228
Figure 162: Interférogramme illustrant le soulèvement de l'anticlinal de Tainan (Pathier, 2003).....	228
Figure 163: Localisation du Piton de la fournaise, sujet de l'étude de Fukushima (2005).....	229
Figure 164: Détection des secteurs de subsidence grâce à l'interférométrie radar : a et b indiquent les secteurs les plus déformés (1 frange = 3 cm de déformation) (Raucoules et al., 2002).....	229
Figure 165: Mise en évidence d'un soulèvement au sud de la gare St-Lazare à Paris (Fruneau et al., 2005).	229
Figure 166: Carte de déformation des champs de pétrole de Belridge : ERS-1, Sept-Nov 1992.....	230
Figure 167 : Paramètres du Sattelite ERS : a- <i>Les caractéristiques des capteurs ROS type ERS (ESA)</i> ; b- <i>Vue sur le satellite ERS2</i> ; c- <i>Exemple d'orbite du satellite ERS2 durant trois jours</i>	231
Figure 168: Principe de l'effet doppler.....	233
Figure 169: Composantes de l'effet doppler : S- <i>source des rayonnements électromagnétiques</i> ; O- <i>observateur</i> ; v - <i>vitesse de la source</i> ; θ - <i>angle d'incidence au sol</i>	234
Figure 170: Orbite descendante et orbite ascendante.....	235
Figure 171: Effet du relief sur l'image radar.....	235
Figure 172: Sélection des images radar avec DESCW.....	237

Figure 173: Démarche suivie pour la sélection des images radar de l'Atlas méridional de la Tunisie.	237
Figure 174: Exemple d'image radar utilisée dans ce travail : a - <i>Aperçu d'une image radar</i> ; b - <i>paramètres de l'image radar</i> ; c - <i>localisation de l'image radar par rapport au MNT</i>	238
Figure 175: Diagramme des 17 images ERS-1/2 disponibles pour la trace descendante 394, quadrant 2907. <i>Les scènes sont repérées par leur numéro d'orbite. En abscisse, la date d'acquisition des différentes scènes. En ordonnée, la composante perpendiculaire de la distance entre les deux positions du radar (les lignes de base perpendiculaires).</i>	239
Figure 176: Menu SARscape.	241
Figure 177: Les scènes ASTER GDEM couvrant l'image radar.	241
Figure 178: Différence entre les deux interférogrammes couvrant une partie de la chaîne de Moulaires: a- <i>interférogramme calculé en utilisant le SRTM</i> ; b- <i>interférogramme calculé en utilisant l'ASTER GDEM et qui montre plus de franges topographiques</i> ; c- <i>estompé du MNT ASTER GDEM</i>	242
Figure 179: Extraction des données à partir du support magnétique : image du 24/04/1992 "4046_SLC".	243
Figure 180: interférogramme 4046_5549 (entre 24/04/1992 et 07/08/1992), dans la géométrie radar, sans et avec les corrections des orbites.	244
Figure 181: Recalage des images "maitresse" et "esclave".	244
Figure 182: Image après multi vues "4046_pwr".	245
Figure 183: Représentation des 45 combinaisons interférométriques (<i>segments gris</i>) calculées à partir des 17 images ERS 1/2 disponibles pour la trace 394, le quadrant 2907 et en orbite descendante.	246
Figure 184 : Influence de la ligne de base sur la géométrie de l'image (modifié d'après Pathier, 2003).	248
Figure 185: Deux exemples d'images de cohérence et leurs histogrammes relatifs.	249
Figure 186: Influence de l'altitude et la pente moyenne sur la cohérence interférométrique. a- <i>Exemple d'image de cohérence géocodée 4046_4459</i> ; b- <i>Variation de la cohérence en fonction de l'altitude</i>	250
Figure 187: Principe de déroulement de phase : a- <i>Interférogramme (calculé par Peltzer et al. (2001) pour l'étude de la déformation suite au séisme Hector Mine, Californie, en 1999 avec Mw 7.1)</i> ; b- <i>Variation de la phase interférométrique suivant la coupe AB</i> ; c- <i>Déroulement de phase en une dimension</i>	252
Figure 188: Déroulement de phase de déformation pour l'interférogramme (4046_5549).	252
Figure 189: Procédure de Géocodage (d'après Small, 1998).	253
Figure 190: Exemples d'interférogrammes calculés et géocodés.	254
Figure 191: Organigramme - chaîne de traitements SARscape suivie.	255
Figure 192: Image d'amplitude 8555-14777 après Géocodage.	255
Figure 193: Visualisation de la déformation dans différents interférogrammes.	256
Figure 194: Comparaison entre deux interférogrammes (4547_8555), dans la zone d'étude, calculés en utilisant deux types de MNE (SRTM et ASTER GDEM).	257
Figure 195: Localisation de la zone de déplacement.	258
Figure 196: Localisation de la déformation vis-à-vis le relief : <i>J. sifel Lehem (chaîne de Moulaires)</i>	258
Figure 197: Évolution de la subsidence à partir de trois interférogrammes : a- <i>interférogrammes</i> ; b- <i>carte des déplacements</i> ; c- <i>exemple de profil de déplacements (cf. localisation sur carte b)</i>	259
Figure 198: Villes, affleurements et mines de phosphates dans la zone d'étude.	261
Figure 199: Profil lithologique de la série phosphate principale du bassin de Gafsa montrant les séquences (modifié d'après Sassi, 1974).	261
Figure 200: Géologie en sub-surface de la zone de Moulaires : a- <i>Situation de la coupe (1- Situation de la coupe sur le MNT, 2 - Zone de subsidence)</i> ; b- <i>Coupe géologique, réalisée à partir des cartes géologiques de Moulaires et de Metlaoui à l'échelle de 1/100 000^{ème}, montrant la répartition des phosphates (en couche noir à la base de l'Eocène) : 1- Synclinal, 2 - Anticlinal, 3- Faille</i>	262
Figure 201: Exploitation des phosphates dans les mines de Moulaires: a- <i>Axe de production</i> ; b- <i>Puits d'aération</i> ; c - <i>Disposition des couches exploitées dans la zone d'étude</i> ; d- <i>Structure schématique d'une mine (l'espacement entre les piliers ainsi que leurs dimensions sont variables)</i>	264
Figure 202: Premier site de subsidence avérée (localisation indiquée par une étoile dans la Figure 204) : a- <i>Subsidence sur le terrain</i> ; b- <i>Bloc diagramme 3D proposant un modèle pour la subsidence (la subsidence n'affecte que les couches situées au dessus des couches de phosphates exploités)</i>	265

Figure 203: Deuxième site de subsidence avérée (localisation indiquée par une étoile dans la Figure 204): a- Géométrie d'un escarpement matérialisant la subsidence ; b- Bloc diagramme 3D proposant un modèle pour la subsidence.....	265
Figure 204: Localisation des deux sites présentant des mouvements de terrain sur le terrain : a- situation sur le MNE SRTM ; b- positionnement sur le bloc 3D (les étoiles indiquent les observations schématisées dans la Figure 202 et Figure 203 ; AB- emplacement de la coupe géologique illustrée dans la Figure 200).....	266
Figure 205: Diagrammes schématiques des six modèles d'évènements sismiques induits dans les mines. Les flèches indiquent le déplacement associé au séisme. (Hasegawa et al., 1989): a- Les effondrements de cavités ; b- Destruction du pilier ; c- Rupture du toit ; d- Faille normale ; e- Chevauchement ; f- Chevauchement peu profond.	268
Figure 206: Le réseau des sites ITRF2008, en 2009, avec les techniques utilisées dans chaque site (Altamimi, 2010).	276
Figure 207: Sites IGS (22 juillet 2011 ; International GNSS Service ; http://igsb.jpl.nasa.gov).....	278
Figure 208: Exemple de méthodes de quantification de déformations, cas de réseau GPS Lithuania (Europe de nord) : a- Localisation des stations GPS et topographie de Lithuania ; b- Représentation par vecteur de déplacement ; c- Représentation par tenseurs de déformations (Zakarevičius et al. 2010)....	279
Figure 209: Emplacement de quelques projets GPS dans le monde.....	281
Figure 210: Sismicité de la région nord du Chili (1970 et 2006) ($M > 4.5$).....	281
Figure 211: Modèle de la subduction Chilienne	282
Figure 212: Réseau REGAL et les premières interprétations (d'après Calais et al., 2000).	283
Figure 213 : Emplacement de la zone de GARGANO et de la cuvette NORCIA.....	283
Figure 214: Illustration schématique simplifiée des résultats de (Kotzev et al., 2001).....	284
Figure 215: Vecteurs de déplacement par stations GPS dans la zone des Carpates (Van Der Hoeve et al., 2005).	284
Figure 216: Champs de déplacement calculés à partir des données GPS au niveau de la partie sud-ouest de Taiwan (Ching et al. 2007).....	285
Figure 217: Réseau GPS projeté de l'Atlas méridional de la Tunisie.	288
Figure 218: Méthodologie de l'utilisation des profils sismiques : a - Profil sismique ; b- Point d'intersection de deux profils sismiques ; c- Données de puits pétroliers ; d- Données terrain.....	337

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Les disciplines de la sismologie.	17
Tableau 2: Quelques réseaux sismiques nationaux ou internationaux.	20
Tableau 3: Principaux séismes destructifs de l'Algérie pendant la période 1910-2005.	26
Tableau 4: Indice de sismicité de quelques pays de la Méditerranée.	33
Tableau 5 : Principaux séismes en Tunisie pendant la période 410-1973 (<i>d'après le catalogue des séismes tunisiens de 410 à 1973</i>).	43
Tableau 6: Données d'entrée pour la cartographie des mécanismes au foyer en Tunisie : <i>d'après le Centre Séismologique International pour la période 1900-2008</i> (cartographiées dans la Figure 30).	46
Tableau 7: Paramètres (<i>la convention Harvard CMT</i>) des mécanismes au foyer (<i>calculés par Kacem, 2004</i>). ..	48
Tableau 8 : Coordonnées des extrémités de la zone d'étude.....	54
Tableau 9: Evénements sismiques ($M > 3.5$) dans la zone d'étude pendant la période 1990- 2005 (<i>Source : catalogue de l' I.N.M.</i>). <i>La totalité de ces événements entre 1970-2005 est illustrée dans la Figure 37. Les lignes en jaune correspondent aux séismes étudiés par la suite.</i>	57
Tableau 10: Les magnitudes des deux séismes étudiés calculées par des différents centres sismologiques (Auteur) (<i>Source : catalogue du Centre Séismologique International "ISC"</i>).	59
Tableau 11: L'événement sismique du 12-juin 1992 à partir du catalogue de l' I.N.M.....	60
Tableau 12: L'événement sismique du 20- mars 1997 à partir du catalogue de l' I.N.M.....	60
Tableau 13 : Caractéristiques des formations vis-à-vis la sismicité (<i>d'après Khomsi, 2005</i>).	62
Tableau 14: Spécifications techniques des bandes LANDSAT (NASA, 2010).	71
Tableau 15: Subdivisions litho-stratigraphiques de l'Atlas méridional (<i>modifié d'après Zargouni, 1985</i>). ...	84
Tableau 16: Les points de mesures altimétriques prélevées sur le terrain et leurs altitudes calculées à partir des différents MNTs.....	119
Tableau 17: Calcul du RMSE des points GPS pour les différents types du MNE.	120
Tableau 18: Les points géodésiques (source : OTC) et leurs altitudes calculées à partir des différents MNT.	120
Tableau 19: Calcul du RMSE des points géodésiques pour les différents types du MNT.....	120
Tableau 20: Variation de l'erreur en fonction de l'altitude de relief de l'USA (METI et al., 2009).....	121
Tableau 21: Les cinq paramètres morphologiques, dérivées de l'équation de la surface.	123
Tableau 22: Description des principaux réseaux hydrographiques.	165
Tableau 23: Etapes d'extraction automatique (D8) d'un réseau de drainage à partir du MNT.	167
Tableau 24: Quelques paramètres morphométriques calculés à partir des unités hydrographique.	169
Tableau 25: Exemple de calcul de (dDC) pour le calcul de l'interférogramme 4046_5549.	235
Tableau 26: Images radar utilisées de l'Atlas méridional de la Tunisie (Trace : 394, Quadrant: 2907, Trajet : D).	238
Tableau 27: Quelques logiciels d'Interférométrie.	240
Tableau 28: Fréquence et longueur des ondes porteuses.....	272
Tableau 29: Coordonnées des sites IGS les plus proches de la Tunisie.	287
Tableau 30: Emplacement des stations projetées de GPS dans l'Atlas méridional de la Tunisie.....	289

BIBLIOGRAPHIE

A

A.S.P.R.S. (2004): Vertical Accuracy Reporting for Lidar Data, Maryland, USA, pp. 20.

ABDALLAH H., SASSI S., MEISTER C. & SOUISSI R. (2000): Stratigraphie séquentielle et paléogéographie à la limite Cénomanién-Turonien dans la région de Gafsa-Chotts (Tunisie centrale). *Cretaceous Research*, Vol. 21, pp. 35-106.

ADAMS R. D. (1981): ISC determinations of previously unreported earthquakes in Europe. In V. Schenk, ed. *Proceedings of the 2d International Symposium on the Analysis of Seismicity and on Seismic Hazard*, Czechoslovak Academy of Sciences, Prague, pp.132-139.

AFFIAN K. (1986): Incidence réciproque des structures océaniques et continentales sur l'évolution du domaine ouest africain (golfe de Guinée et Côté d'Ivoire méridionale). *Analyse morphostructurale*. Thèse de doctorat en Océanologie, Univ. Bordeaux I, 337p.

AGUILAR J.F., AGÜERA F., AGUILAR M. A., CARVAJAL F. (2005): Effects of terrain morphology, sampling density, and interpolation methods on Grid DEM accuracy. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, Vol. 71, N°. 7, pp. 805-816.

AHMADI R. (2006): Utilisation des marqueurs morphologiques, sédimentologiques et microstructuraux pour la validation des modèles cinématiques de plissement. Application à l'Atlas méridional tunisien. Thèse en Sciences de la Terre ; Spécialité : Géologie structurale, Univ. Sciences et des Techniques de Nantes, 223p.

AIT BRAHAM K. (2007): Diffusion des ondes électromagnétiques par des surfaces rugueuses aléatoires naturelles Méthode exacte en coordonnées curvilignes et Principe du faible couplage. Thèse de doctorat en Méthodes Physiques en Télédétection, Université de Versailles - St Quentin en Yvelines. 196p.

AKI K. (1966): Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. 2. Estimation of earthquake moment, released energy and stress-

strain drop from G wave spectrum. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 44, pp 23-88

ALOUANE M. (1997): Le Quaternaire Marin du Cap Achakar (Tanger, Maroc): néotectonique et lithostratigraphie. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 25, N° 3, pp. 391-405.

ALPERS W., ROSS D. & RUFENACH C. (1981): On the detectability of Ocean waves by real aperture radar. *Journal of Geophysical Research*, Vol.86 (7), pp. 6481-6498.

ALTAMIMI Z. (2010): Du Repère International de Référence Terrestre au Repère de référence du système GALILEO. *Journée Géodésie IGN*, 14 octobre, 2010.

AMANTE C. & EAKINS B.W. (2009): ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 19 p.

AMBERG V. (2005): Analyse de scènes péri-urbaines à partir d'images radar haute résolution, Application à l'extraction semi-automatique du réseau routier. Thèse doctorat dans la spécialité de Signal, Image, Acoustique. Institut national polytechnique de Toulouse, 239p.

AMRANI A., EL WARTITI M., MARINI A., ZAHRAOUI M. & NAITZA L. (2006): Analyse du dynamisme morphogénétique du bassin de la haute et moyenne Moulouya (Maroc) par couplage d'imagerie LANDSAT et du Modèle Numérique de Terrain. *Télédétection*, 2006, vol. 5, n°4, pp. 379-391.

ANDERSON E.M. (1936): Dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dikes, and cauldron-subsidences. *Proc. R. Soc. Edinburgh*, Vol. 56, pp. 128-157.

ANGELIER J., CHEN R.-F. (2002): Soulèvement et plissement tectoniques révélés par analyse mathématique empirique de profils longitudinaux de rivières : un cas à Taiwan. *C. R. Geoscience* 334, pp. 1103-1111.

ANGELIER J. & DEFFONTAINES B. (2005): Risques naturels. *Comptes Rendus Geosciences*, Vol. 337, Issue 13, pp. 1101-1108.

ARFKEN G. (1985): *Mathematical Methods for Physicists*, Academic Press, Boston, 3rd edn

ARGUS D. F., GORDON R. G., DEMETS C. & STEIN S. (1989): Closure of the Africa-Eurasia-North America Plate Motion

Circuit and Tectonics of the Gloria fault. *J. Geophys. Res.* 94, pp. 5585-5602.

ARGUS D.F. & HEFLIN M.B. (1995): Plate motion and crustal deformation estimated with geodetic data from the global positioning system. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 22, pp. 1973-1976.

AZZOUZI R., ETTARID M., SEMLALI EL H., RIMI A. (2003): Contribution à la détermination des déplacements horizontaux récents et déformations des plaques Africaine et Eurasienne dans l'ouest Méditerranéen. Au cours de la période 1997-2003. 2nd FIG Regional Conference Marrakech, Morocco.

B

BANNISTER E. N. (1980): Hypsometries of Michigan's Southeastern Lake Plain. *Journal of Great Lakes Research*, Vol.6, Issue 2, pp. 154-163.

BARBOT S., HAMIEL Y., & FIALKO Y. (2008): Space geodetic investigation of the coseismic and postseismic deformation due to the 2003 M_w 7.2 Altai earthquake: Implications for the local lithospheric rheology, *Journal of Geophysical research*, Vol.113, B03403, doi: 10.1029/2007JB005063.

BARTOLINI C., D'AGOSTINO N. & DRAMIS F. (2003): Topography, exhumation, and drainage network evolution of the Apennines. *Episodes*, Vol. 26, pp. 212-216.

BAULIG H. (1926): Sur une méthode d'analyse altimétrique appliquée à la Bretagne. *Bulletin de l'Association de Géographie Française*, Vol. 10, pp. 7-9.

BAULIG H. (1959): Morphométrie. In: *Annales de Géographie*. T. 68, N°369. pp. 385-408.

BEASOM S.L., WIGGERS E.P. & GIORDONO R.J. (1983): A technique for assessing land surface ruggedness. *Journal of Wildlife Management*, Vol.47, pp.1163-1166.

BEAUDUCEL F. (1998): Structures et comportement mécanique du volcan Merapi (Java): une approche méthodologique du champ de déformations. Thèse de doctorat en Géophysique Interne, Univ. Paris 7, 278 p.

BEDIR M., BEN YOUSSEF M., BOUKADI N., SLIMANE F., ZARGOUNI F. (1992): Les événements séquentiels méso-cénozoïques associés au système de

coulissements de l'Atlas méridional de Gafsa. *Journées de l'Exploration Pétrolière (ETAP)*.

BEDIR M. (1988): Géodynamique des bassins sédimentaires du Sahel de Mahdia (Tunisie orientale) de l'Aptien à l'actuel. Sismostratigraphie, sismotectonique et structurale. Thèse de spécialité, Univ. Tunis II, 242p.

BEDIR M. (1995): Mécanisme des bassins associés aux couloirs de coulissements de la marge atlasique de la Tunisie: sismostratigraphie, seismo-tectonique et implications pétrolières. Thèse de doctorat en Sciences géologique.

BELABBES S. (2008): Caractérisation de la déformation active par l'Interférométrie Radar (InSAR): Failles sismiques aveugles et cachées de l'Atlas Tellien (Algérie) et du Rif (Maroc) le long de la limite des plaques Afrique-Eurasie. Thèse doctorat en Sciences de la Terre et de l'Univers., Spécialité : Géophysique. Univ. Louis Pasteur - Strasbourg I, 226p.

BEN ABDESSALEM S. (1979): Etude palynologique et micropaléontologique de la série phosphatée du bassin de Gafsa-Métlaoui, Tunisie. Thèse de Doctorat de spécialité, Université Paris VI. France.

BEN AYED N. (1986): Evolution tectonique de l'avant pays de la chaîne alpine de Tunisie du début de Mésozoïque à l'actuel. Thèse d'état en géologie, 295 p.

BEN AYED N. et ZARGOUNI F. (1989): Carte sismo-tectonique de la Tunisie à l'échelle du 1/1.000.000ème.

BEN AYED N. (1993): Evolution Tectonique de l'Avant-pays de la Chaîne Alpine de Tunisie du Début du Mésozoïque à l'Actuel. *Ann. Mines Géol. Tunis*, Vol. 32, 286 p.

BEN FERJANI A., BUROLLET P. F. & MEJRI F. (1990): Petroleum Geology of Tunisia, ETAP Mem. Tunis, Vol.1, 194 p.

BEN HASSEN M., REBAI N., DEFFONTAINES B., TURKI M.M. ET CHAABANI F. (2011): Phosphate mine subsidences deduced from Differential Interferometry (DInSAR): the Moulares case example (southern Atlas of Tunisia). *Comptes Rendus Geoscience*, Vol. 343, Issues 11-12, pp. 729-737.

BEN HASSEN A. (2008): Données nouvelles sur la matière organique associée aux séries du bassin phosphaté du sud-tunisien

(Gisement de Ras-Draâ) et sur la phosphatogenèse. Thèse doctorat en Géochimie sédimentaire, Univ.d'Orléans, 427p.

BEN HASSEN M. (2005): Apports de l'interférométrie radar pour l'étude des faibles déformations engendrées par le comportement des matériaux argileux sous climat extrême : Application à la région de Lagny (l'Est Parisien). Rapport de stage DEA Géomatériaux, Univ. Marne la Vallée. 75p.

BEN HASSEN M., KAVEH H. F., DEFFONTAINES B. (2008): Apports de l'interférométrie radar pour l'étude des faibles déformations engendrées par le comportement des matériaux argileux sous climat extrême : Application à la région de Lagny (l'Est Parisien). International Conference "URBISTICS AND DEVELOPMENT": Today's Challenges and Paths of the Future.

BEN HASSEN M., REBAÏ N., DEFFONTAINES B. (2008): Apport du SIG et de l'imagerie radar pour l'étude des risques naturelles : cas des glissements de Terrain en Zone urbaine (Application à la région de Lagny -l'Est Parisien). Troisièmes Journées Tunisiennes de Géologie Appliquée. 22 Mars 2008.

BEN OUEZDOU H. (1994): la partie méridionale des steppes tunisiennes. Etude géomorphologique. Thèse de doctorat d'état en géographie physique. Faculté des sciences humaines et sociales, Univ. Tunis I, 577p.

BEN YOUSSEF M. (1985-1989) : Subdivision litho et chronostratigraphique de la série stratigraphique du bassin de Gafsa. Rapports du projet de Cartographie.

BENMOUFFOK D. (1993): Conception d'un modèle physiographique de Bassin versant à partir de modèle numérique d'altitude. Thèse Doctorat en sciences de l'eau, Univ. du Québec, 190p.

BEN-ZION Y. & SHI Z. Q., (2005): Dynamic rupture on a material interface with spontaneous generation of plastic strain in the bulk. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 236, pp. 486-496.

BIELY A., RAKUS M., ROBINSON P. et SALAJ J. (1972): Essai de corrélation des formations miocènes au Sud de la Dorsale tunisienne. Note Serv. Géol., 38, Tunis, pp.73-92.

BIJU-DUVAL B. (1980): De la Téthys aux mers intra-alpines actuelles: Introduction.

Colloq. C5, XXXIe Congr. Int. Géol., Mém. BRGM Paris.

BILODEAU C., DEFFONTAINES B., DEROIN J.P., RADUREAU A., COHEN M. (2010): Estimation du potentiel des données LiDAR multi-échos pour l'étude de la végétation des marais salés : étude du biais des données LIDAR acquises au-dessus de la baie du Mont Saint-Michel et recherche d'une méthode de correction. Revue Société Française de Photogrammétrie et Télédétection. N° 192, pp. 18-28.

BISHOP W.F. (1988): Petroleum geology of east-central Tunisia. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. Vol. 75, 9, pp. 1033-1058.

BISHOP M.P., SHRODER J.F., BONK R. & OLSENHOLLER J. (2002): Geomorphic change in high mountains: a western Himalayan perspective. Global and Planetary Change, 32, pp. 311-329.

BLÖSCHL G. & SILVAPAN M. (1995): Scale issues in hydrological modelling: a review. Hydrological Processes, Vol. 9, pp. 251-290.

BOLONGARO-CREVENNA A., TORRES-RODRIGUEZ V., SORANI V., FRAME D., ORTIZ A.M. (2005): Geomorphometric analysis for characterizing landforms in Morelos State, Mexico, Geomorphology 67, pp. 407-422.

BOMBRUN L. (2008): Développement d'outils et de méthodes de télédétection spatiale optique et radar nécessaires à la haute résolution spatiale. Thèse en Spécialité «Signal, Image, Parole, Télécommunications», Ecole Doctorale EEATS «Electronique, Electrotechnique, Automatique, Télécommunications, Signal», Institut Polytechnique de Grenoble, 188p.

BONDE I. & STORCHAK D.A. (2011): Improved location procedures at the International Seismological Centre, Geophys. J. Int., Vol.186, pp. 1220-1244.

BOUAZIZ S. (1995): étude de la tectonique cassante dans la plate-forme et l'Atlas Sahariens (Tunisie méridionale): évolution des paléochamps de contraintes et implications géodynamiques. Thèse de doctorat en Géologie, Univ. Tunis II, Faculté des Sciences de Tunis, 485p.

BOUAZIZ S., BARRIER E., SOUSSI M., TURKI M. M., ZOUARI H. (2002): Tectonic evolution of the northern african margin in

Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics*, Vol. 357, pp. 227-253.

BOUIN M.N. & VIGNY C. (2000): New constraints on Antarctic plate motion and deformation from GPS data. *Journal of Geophysical research*, Vol.105, B 12, pp 28279-28294.

BOUILLIN J.-P. (1986): Le bassin maghrébin: une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes, *Bull. Soc. géol. France* 8 (4), pp. 547-558.

BOUKADI N., ZARAÏ N. & BEN OUEZDOU H. (1991): Carte géologique de Moularet à l'échelle du 1/100 000. Feuille N° 59. Les levés géologiques ont été effectués de 1987 à 1989. Carte publiée par le Service Géologique de la Tunisie (l'Office National des Mines).

BOUKADI N. (1994): Structuration de l'atlas de Tunisie : signification géométrique et cinématique des nœuds et des zones d'interférences structurales au contact de grands couloirs tectoniques. Thèse de doctorat en Sciences Géologiques, Univ. Tunis II, Faculté des Sciences de Tunis, 249p.

BOUSQUET J.-C. & PHILIP H. (1981) : Les caractéristiques de la néotectonique en Méditerranée occidentale. In « C.F. Wezel : Sedimentary basins of the Mediterranean margins ». Tecnoprint, Bologna, pp. 389-405.

BORN M. & WOLF E. (1980): Principles of optics. Pergamon Press, Oxford.

BORRE K., CACON S., CELLO G., KONTRY B., KOSTAK B., ANDERSEN H. L., MORATTI G., PICCARDI L., STEMBERK J., TONDI E., VILIMEK V. (2003): The COST project in Italy: analysis and monitoring of seismogenic faults in the Gargano and Norcia areas (central-southern Apennines, Italy). *Journal of Geodynamics*, Vol. 36, Issues 1-2, pp.3-18.

BUFORN E., BEZZEGHOUD M., UDIAS A. & PRO C. (2004): Seismic sources on the Iberia-African plate boundary and their tectonic implications, *Geodynamics of Azores-Tunisia*, Vol. 161 ; 3: Basel, Switzerland, Birkhaeuser Verlag, pp. 623-646.

BURBANK D. W. & PINTER N. (1999): Landscape evolution: the interactions of tectonics and surface processes. *Basin Research*, Vol.11, Issue 1, pp.1-6.

BURBANK D.W. & ANDERSON R.S. (2001): Tectonic Geomorphology. Blackwell Science, Oxford, 247 p.

BUROLLET P.F. (1956): Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Annales des mines et de la géologie* N° 18, Tunis, 350p.

BUROLLET P.F. (1973): Importance des facteurs salifères dans la tectonique tunisienne. *Ann. Mines Géol. Tunis*, Vol. 13, pp. 11-30.

BURROUGH P.A. (1986): Principles of Geographical Information Systems for Land Resources Assessment. Oxford University Press, New York, 193 p.

BURROUGH P.A. & MCDONELL R.A. (1998): Principles of Geographical Information Systems (Oxford University Press, New York), 190 p.

C

CAIRE A. (1971): Chaîne alpines de la Méditerranée centrale (Algérie et Tunisie septentrionales, Sicile, Calabre et Apennin méridional. UNESCO. Tectonique de l'Afrique), sciences de la terre, Vol.6, pp.61-90.

CALAIS E., BAYER R., CHERY J., COTTON F., DOERFLINGER E., FLOUZAT M., JOUANNE F., KASSER M., LAPLANCHE M., MAILLARD D., MARTINOD J., MATHIEU F., NICOLON P., NOCQUET J.M., SCOTTI O., SERRURIER L., TARDY M., VIGNY C. (2000): REGAL : Réseau GPS permanent dans les Alpes occidentales. Configuration et premiers résultats. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences* 331, pp. 435-442.

CALAIS E. & MINSTER J.B. (1998): GPS, earthquakes, the ionosphere, and the Space Shuttle. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* ; Vol. 105, Issues 3-4, pp. 167-181.

CALLEC Y., CHEVREMON PH., ROGER J., COMBEAU A. (2003) Carte géologique harmonisée du Département de la Nièvre. BRGM/RP-52614, 187 p.

CALVET M. (2000): Du bon usage de la morphométrie - « À propos de Réponse des bassins versants à l'activité tectonique : l'exemple de la terminaison orientale de la chaîne pyrénéenne. Approche morphotectonique ». *Géomorphologie: relief,*

processus, environnement, Vol. 6, N° 4 p. 267 - 271.

CARMINATI E. & DOGLIONI C. (2004): Mediterranean tectonics. EUROPE/ Mediterranean tectonics and neotectonics. Article Number: GEOL: 00135.

CARNEC C., MASSONNET D., KING C. (1996): 2 examples of the use of SAR interferometry on displacement- fields of small spatial extent. Geophys. Res. Lett., Vol. 23, pp. 3579-3582.

CARVALHO J. (1995): Extraction automatique d'informations géomorphométriques (réseaux et surfaces enveloppes) à partir de Modèles Numériques de Terrain". Thèse de Doctorat es-Sciences, Université P. et M. Curie, Paris, 172 pp.

CARVALHO O. & MENESES, P. (2000): Spectral Correlation Mapper (SCM): An Improving Spectral Angle Mapper. In: Ninth JPL Airborne Earth Science Workshop. Pasadena, CA, JPL Publication 00-18, pp. 65-74.

CARTER J.R. (1988): Digital representations of topographic surfaces. Photogramm. Eng. Remote Sensing, Vol. 11, pp.1577-1580.

CASTANY, G. (1949): Phénomènes de subsidence plioquaternaire en Tunisie. Bulletin Société Sciences Naturelles Tunisie 2 (1), pp. 4-11.

CASTANY G. (1951): Etude géologique de l'Atlas tunisien oriental. Annales Mines Géologie (Régence Tunis, Protectorat Français) 8, pp.1-632.

CASTANY G. (1952): Paléogéographie, tectonique, et orogénèse de la Tunisie. XIX^{ème} Congrès Géologique International, Monographies Régionales, Série 2: Tunisie 1, pp.1-63.

CAVALIE O., DOIN M. P., LASSERRE C. & BRIOLE P. (2007): Ground motion measurement in the Lake Mead area, Nevada, by differential synthetic aperture radar interferometry time series analysis: Probing the lithosphere rheological structure. Journal of Geophysical research, Vol. 112, B03403, doi:10.1029/2006JB004344.

CAZABAT C. (1969): L'interprétation des photographies aériennes. Bulletin d'Information de l'IGN, n° 8, 39 p.

CHAABANI F. (1995): Dynamique de la partie orientale du bassin de Gafsa au Crétacé et

au Paléogène- Etude minéralogique et géochimique de la série phosphatée Eocène (Tunisie méridionale). Thèse de doctorat en Es-Sciences, Univ. Tunis II, Faculté des Sciences de Tunis ; 428p.

CHAABANI F., TURKI M.M. et GARGOURI-RAZGALLAH S. (1992): L'aptien de l'Est de Gafsa (Tunisie centro-méridionale), étude biostratigraphique, sédimentologique et cadre géodynamique. Notes servicegéologique N°59, Tunisie, pp.42-57.

CHANG K. & TSAI B. (1991): The effect of DEM resolution on slope and aspect mapping. Cartography and GIS 18(1), pp. 69-77.

CHAPLIN J.J., CRAVOTTA C.A., WEITZEL J.B. & KLEWOW K.M. (2007): Effects of historical coal mining and drainage from abandoned mines on streamflow and water quality in Newport and Nanticoke Creeks, Luzerne County, Pennsylvania, 1999-2000: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2007-5061, 40 p.

CHARLEUX-DEMARGNE J. (2001): Qualité des Modèles Numériques de Terrain pour l'Hydrologie Application à la Caractérisation du Régime de Crues des Bassins Versants, Thèse en Sciences de l'Information Géographique, Univ. Marne La Vallée, 350 p.

CHE X. (2005): Extraction et reconstruction du réseau hydrographique à partir du modèle numérique de terrain", thèse de doctorat en Informatique.

CHEKHMA H., DONZE P., GARGOURI S. et MEMMI L. (1990): le Crétacé inférieur de la région de Bir El Hafey, précisions chronostratigraphiques sur les formations Bou Hedma, Sidi Aïch, Orbata et Zebbag. Notes du service géologique de la Tunisie, N°56, pp.9-18.

CHEN R.F., CHANG K.J., ANGELIER J., CHAN Y. C., DEFFONTAINES B., LEE C.T., MING-LANG L. (2006): Topographical changes revealed by high-resolution airborne LiDAR data: The 1999 Tsaoiling landslide induced by the Chi-Chi earthquake. Engineering Geology, Vol. 88, Issues 3-4, pp. 160-172.

CHIH L. (1995): Les fossés néogènes à quaternaire de la Tunisie et de la mer pélagienne : étude structurale et leurs signification dans le cadre géodynamique de la méditerranée centrale. Doctorat d'état des sciences géologiques, Univ. Tunis II, Faculté des Sciences de Tunis, 566 p.

CHING K.E., RAU R.J., LEE J.C., HU J.C. (2007): Contemporary deformation of tectonic escape in SW Taiwan from GPS observations, 1995-2005. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 262, Issues 3-4, pp.601-619.

CHLIEH M. (2003): Le Cycle Sismique décrit avec les données de la Géodésie Spatiale (interférométrie SAR et GPS différentiel) : Variations spatio-temporelles des glissements stables et instables sur l'interface de subduction du Nord Chili. Thèse de doctorat de l'institut de Physique du Globe de Paris ; 173 p.

CHLIEH M. (1999): Etude de la déformation intersismique associée à la subduction du Nord Chili à partir de l'interférométrie radar, Rapport de DEA de Géophysique Interne.

CHLIEH M., DE CHABALIER J. B., RUEGG J. C., ARMIJO R., DMOWSKA R., CAMPOS J. & FEIGL K. L. (2004): Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophys. J. Int.* Vol. 158, pp. 695-711.

CHOROWICZ J., DEROIN J.P. (2003): La télédétection et la cartographie géomorphologique et géologique. Éditions scientifiques GB (Contemporary Publishing International), Paris, 141p.

CHRISMAN N.R. (1986): Obtaining information on quality of digital data. *Proceedings of AutoCarto 8*, London, vol. 1.

CLARK R.N., SWAYZE G.A., WISE R., LIVO E., HOEFEN T., KOKALY R., SUTLEY S.J. (2007): USGS digital spectral library splib06a: U.S. Geological Survey, Digital Data Series 231.

CLEMENT E. (1990): Modélisation de l'influence du relief et de l'occupation des sols sur la composition des eaux et des sédiments de rivières ; application à la prospection géochimique. Thèse de l'Université de Nice - Sophia-Antipolis, 180 p.

CLOSSON D., ABOU KARAKI N., HUSSEIN M. J. D, AL-FUGHA H., OZER A., MUBARAK A. (2003): Subsidence et effondrements le long du littoral jordanien de la mer Morte : apports de la gravimétrie et de l'interférométrie radar différentielle. *C. R. Geoscience* 335, pp. 869-879.

COBBY D. M., MASON D. C. & DAVENPORT I. J. (2001): Image processing of

airborne scanning laser altimetry data for improved river flood modelling, *Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, Vol. 56, pp. 121-138.

COQUE R. (1962): La Tunisie présaharienne. Etude géomorphologique. Armand Colin, Paris, 476p.

COLLINA-GIRARD J., GRIBOULARD R. (1990): La structuration profonde du plateau de Valensol (Alpes de Haute Provence) - Apports des analyses des réseaux d'entailles et des surfaces topographiques, *Géologie Méditerranéenne* tome XVII, N°2, pp. 153-171.

COMENTALE B. (1999): Néotectonique et réseau hydrographique : l'exemple du Matese (Apennin campanien septentrional, Italie). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 5, N°4. pp.359-373.

COMPAGNIE DES PHOSPHATES DE GAFSA (1990-1993): La carte tectonique du bassin de Gafsa, à l'échelle du 1/150.000^{ème}.

CONTRUCCI I., KLEIN E., CAO N.-T., DAUPLEY X., BIGARRÉ P. (2011): Multi-parameter monitoring of a solution mining cavern collapse: First insight of precursors. *Comptes Rendus Geoscience*, 10 p.

COSTANTINI M. & ROSEN P.A. (1999): A generalized phase unwrapping approach for sparse data, *Proc. IGARSS'99*, Hamburg, Germany, pp. 267-269.

CUDAHY T., HEWSON R., HUNTINGTON J., QUIGLEY M. & BARRY P.S. (2001): The Performance of the Satellite-Borne HYPERION Hyperspectral VNIR-SWIR Imaging System for Mineral Mapping at Mount Fitton, South Australian, *Proceedings IEEE 2001 International Conference on Geoscience and Remote Sensing*.

D

DANIEL J.R.K. (1981): Drainage density as an index of climatic geomorphology. *Journal of Hydrology*, Vol. 50 ; pp. 147-154.

DAVID B. & FASQUEL P. (1997): Qualité d'une base de données géographiques : concepts et terminologie. *Bulletin d'Information de l'IGN*, Vol.67.

DAVIS W. M. (1899): The Geographical Cycle. *The Geographical Journal*, Vol. 14, N° 5, pp. 481-504.

DAY D.G. (1980): Lithologic controls of drainage density: A study of six small rural

catchments in New England, N.S.W. CATENA, Vol. 7, Issue 1, pp.339-351

DAY M.J. (1979): Surface roughness as a discriminator of tropical karst styles. *Zeitschrift fur Geomorphologie* 32 (Supplement), pp. 1-8.

DEFFONTAINES B. (1985): Proposition d'une méthode géomorphologique permettant une approche de la néotectonique en pays tempéré. Exemple d'application: la région de Fougères (France). Rapport Interne BRGM N° 85, SGN 659 GEO, 107 p. + annexes.

DEFFONTAINES B. (1990): Développement d'une méthodologie morphonéotectonique et morphostructurale ; analyse des surfaces enveloppes, du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrains ; Application au Nord-Est de la France. Thèse, Univ. Paris VI, France, 230 p.

DEFFONTAINES B. & CHOROWICZ J. (1991): Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. *Tectonophysics*, Vol.194, Issue 3, pp. 237-263.

DEFFONTAINES B., CHOTIN P., AIT BRAHIM L. & ROZANOV M. (1992): Investigation of active faults in Morocco using morphometric methods and drainage pattern analysis, *Geologische Rundschau* 81/11, pp.199-210.

DEFFONTAINES B., CADET J.P., et FOURNIGUET J. (1992): L'analyse des surfaces enveloppes appliquée à l'étude morphostructurale de l'est de la France. *Geodinamica Acta*, 5, pp. 279-292.

DEFFONTAINES B., LEE J.C., ANGELIER J., CARVALHO J. & RUDANT J.P. (1994): New geomorphic data on the active Taiwan orogen: a multisource approach. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 99, pp. 20243-20266.

DEHN M., GÄRTNER H. et DIKAU R. (2001): Principles of semantic modeling of landform structures, *Comput. Geosci.* 27 (8), pp. 1005-1010.

DELCAILLAU B., DEFFONTAINES B., FLOISSAC L., ANGELIER J., DERAMOND J., SOUQUET P., CHU H.T., LEE J.F. (1998): Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold ; Pakuashan anticline, foothills of Taiwan. *Geomorphology*, Vol. 24, Issue 4, pp. 263-290.

DELCAILLAU B. (2004): Reliefs et tectonique récente, Ed. Vuibert, Paris, 259p.

DEMETS C., GORDON R. G., ARGUS D. F., et STEIN S. (1990): Current Plate Motions. *Geophysical Journal International* 101, pp. 425-478.

DEMOULIN A. (2010): Basin and river profile morphometry: A new index with a high potential for relative dating of tectonic uplift. *Geomorphology*, In Press, 11p.

DEPRAETERE C. (1984): Etudes géomorphométriques comparatives en Afrique du Sud : applications hydrologiques et géomorphologiques, Thèse de 3ème cycle en géographie, Université. Paris-Sorbonne, PIV.

DEPRAETERE C. (1984): Exemples d'Analyses Géomorphométriques dans les Appalaches à partir de Modèles Numériques de Terrain, *Physio-Géo*, n°17, pp.49-76.

DEPRAETERE C. (1984): Le relief aussi s'informatise. *Orstom actualités*, pp.15-18.

DERCOURT J., BASSOULET J.P., BAUD A., BUTTERLIN J., CAMOIN G., CAVELIER C., CACCA F., ENAY R., FOURCADE E., GUIRAUD R., LORENZ C., MARCOUX J., MASSE J.P., ORZAG F., PHILIP J. (1992): Paleoenvironmental atlas of the Tethys from Permian to Recent. 28th Int. Congr. Kyoto, Abstr. I-3-24, Vol. 1, 116 p.

DEROIN J.P., TÉREYGEOL F., HECKES J. (2011): Evaluation of very high to medium resolution multispectral satellite imagery for geoarchaeology in arid regions - Case study from Jabali, Yemen. *Journal of Archaeological Science*, Vol. 38, pp. 101-114.

DEROIN J.P., DEFFONTAINES B. (1995): Morphostructural analysis for linking streamflow, lithology and structure: comparison with remote sensing data on the Cévennes (French Massif Central), *Zeitsch. Für Geom.*, Vol.39, 1, pp. 97-116.

DERRUAU M. (1988): Précis de géomorphologie. Masson.

DESMOND G. D. (2003): Measuring and mapping the topography of the Florida Everglades for Ecosystem Restoration. U.S. geological survey fact sheet 021-03.

DEVI R.K.M., BHAKUNI S.S., BORA P. K. (2011): Tectonic implication of drainage set-up in the Sub-Himalaya: A case study of Papumpare district, Arunachal Himalaya, India. *Geomorphology*, Vol. 127, pp. 14-31.

DICKERHOF C., ECHTLER H., KAUFMANN H., BERGER M., SCHLAEPFER M., SCHAEPMAN M., ITTEN K. & DOUTSOS T. (1998): Mineral identification and lithological mapping on the island of Naxos (Greece) using DAIS 1915 hyperspectral data. 1st EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, Remote Sensing Laboratories, University of Zurich, Switzerland, pp. 357-363.

DIXON T.H. (1991): The Global Positioning System. Review of Geophysics, Vol.29, pp. 249-276.

DLALA M. (1995): Evolution géodynamique et tectoniques superposées en Tunisie : implications sur la tectonique récente et la sismicité. Thèse de doctorat d'état en sciences géologiques. Univ. Tunis II, Faculté des Sciences de Tunis. 389p.

DLALA M. et HFAIEDH M. (1993): Le séisme du 7 Novembre 1989 à Métlaoui (Tunisie méridionale): une tectonique active en compression. C.R. Académie des Sciences, t.317, série II, pp.1297-1302.

DOGLIONI C., INNOCENTI F. & MARIOTTI G. (2001): Why Mt Etna? Terra Nova, 13, pp.25-31.

DOKUCHAEV V. V. (1870): Short historical outline and critical analysis of the most important existing soil classification. Tr. SPb obshchstva yestestvoispytatiley. Protokoly zasedaniya otdeleniya geologii i mineralologii, Vol. 10. St. Petersburg.

DOKUCHAEV V. V. (1881): Report on the regularity observed in the distribution of "plant-surface" soils in Russia. Tr. SPb obshchstva yestestvoispytatiley. Protokoly zasedaniya otdeleniya geologii i mineralologii, Vol. 12 (1), pp. 65-74.

DOMERGUE C., DUMON E., LAPPARANT A.F.D. et LOSSI P. (1952): Sud et extrême sud Tunisie. Congrès Géologique International, Tunis, pp. 38.

DONEUS M., BRIESE C., FERA M., JANNER M. (2008): Archaeological prospection of forested areas using full-waveform airborne laser scanning. Journal of Archaeological Science 35, pp. 882-893.

DORRER M., LABORDE B., DESCHAMPS P. (1991) : DORIS (Doppler Orbit determination and Radiopositioning Integrated from Space), system assessment results with

DORIS on SPOT-2, Acta Astron., Vol.25, 8-9, pp. 495-504.

DOUVINET J., DELAHAYE D., LANGLOIS P. (2007): De la morphométrie à un champ de mesure de l'efficacité structurale du bassin versant. SAGEO'2007, 15p.

DRIDRI A. & FEDAN B. (2001): Rôle du contrôle structural dans la mise en place du réseau hydrographique de Sebou et d'Inaouène entre Fès et oued Amlil (Maroc). Bulletin de l'Institut scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre, N°23, pp.67-77.

DUPÉRET A., DEFFONTAINES B. (2004): Digital Analysis and Basic Shape Relief Extraction from DTM. International archives of photogrammetry remote sensing and spatial information sciences, Vol. 35, Part 2, pp. 810-815.

DUPUTEL Z., FERRAZZINI V., BRENGUIER F., SHAPIRO N., CAMPILLO M., NERCESSIAN A. (2009): Real time monitoring of relative velocity changes using ambient seismic noise at the Piton de la Fournaise volcano (La Réunion) from January 2006 to June 2007. Journal of Volcanology and Geothermal Research Vol.184, pp. 164-173.

DUPONT S., DEMARGNE L. & DURAND PH. (1998): Production de MNT à partir de données SAR RADARSAT. Rapport Final, Programme AvalSAR, CNES, Toulouse.

DURAND-DELGA M., FONBOTE, J.-M. (1980): Le cadre structural de la Méditerranée occidentale, in: J. Aubouin, J. Debelmas, M. Latreille (Eds.), Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys, Colloque no 5, 26e Congrès géologique international, Paris, Mém. BRGM 115), pp. 67-85:

DURY G. H. (1951): Quantitative measurement of available relief and depth of dissection, Geological Magazine, Vol. 88 (1951), pp. 339-343.

DURY G.H. (1972): Some current trends in geomorphology. Earth-Science Reviews, Vol. 8, pp. 45-72.

E

ELACHI C. (1988): Spaceborne radar remote sensing: applications and techniques. New York: Institute of Electrical and Electronics Engineers.

ENTREPRISE TUNISIENNE DES ACTIVITES PETROLIERES (ETAP) (2006):

Memoir N° 22 : Petroleum geology of Tunisia, a renewed synthesis.

ERSDAC (2009): METI and NASA Release ASTER Global DEM [online]. Available from <http://www.ersdac.or.jp/GDEM/E/4.html> (accessed October 10, 2010).

EVANS I. S. (1972): General geomorphometry, derivatives of altitude, and descriptive statistics. In R. J. Chorley ed. Spatial analysis in geomorphology, pp. 17-90. Methuen and Co. Ltd., London.

EVANS I.S. (1979): An integrated system of terrain analysis and slope mapping. Final report on grant DA-ERO-591 -73-G0040.

F

F.G.D.C. (1998): Geospatial Positioning Accuracy Standards, Part 3: National Standard for Spatial Data Accuracy. Federal Geographic Data Committee Secretariat, Virginia, pp. 28.

FABRE G., MONTEIL M. (2001): Sur l'hydrogéomorphologie d'un espace à forte anthropisation urbaine : le site de Nîmes (Languedoc, France) du Pléistocène supérieur à l'Antiquité. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, Vol. 333, Issue 8, pp. 435-440.

FAKRAOUI M., RABIA M.C. & ABBES C. (1991): Carte géologique de Bir Rekeb à l'échelle du 1/100 000. Feuille N° 73. Carte publiée par le Service Géologique de la Tunisie (l'Office National des Mines).

FAVALLI M., FORNACIAI A., PARESCHI M. T. (2009): LiDAR strip adjustment: Application to volcanic areas. Geomorphology, Vol.111, Issues 3-4, pp. 123-135.

FEIGL K. L., AGNEW D., BOCK Y., DONG D., DONNELLAN A., HAGER B. H., HERRING T. A., JACKSON D. D., JORDAN T. H., KING R. W., LARSEN S., LARSON K. M., MURRAY M. H., SHEN Z., WEBB F. H. (1993): Space geodetic measurements of crustal deformation in central and southern California, 1984-1992. J. Geophys. Res. Vol. 98, pp. 21677-21712.

FERRY M., MEGHRAOUI M., ABOU KARAKI N., AL-TAJ M., AMOUSH H., AL-DHAISAT S., BARJOUSM. (2007): A 48-kyr-long slip rate history for the Jordan Valley segment of the Dead Sea Fault. Earth and

Planetary Science Letters, Vol. 260, Issues 3-4, pp. 394-406.

FILOSOFOV V.P. (1960): A Short Manual of Morphometric Methods Used in Search of Tectonic Structures. Saratov University Press, Saratov 251p.

FINCK F. (2001): Application of the moment tensor inversion in material testing. Otto-Graf-Journal Vol. 12, pp. 145-156.

FIX R.E. & BURT T.P. (1995): Global Positioning System: an effective way to map a small area or catchment. Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 20, pp. 817-828.

FLOISSAC L. (1997): Traitement automatique des modèles numériques de terrain pour l'analyse géomorphologique - Application aux Afars et à Taïwan. Thèse de l'Université Toulouse II, 250 p.

FLORINSKY I.V. (1998): Derivation of topographic variables from a digital elevation model given by a spheroidal trapezoidal grid. International Journal of Geographical Information Science, Vol. 12, 8, pp. 829 - 852.

FLORINSKY I. V. (2000): Relationships between topographically expressed zones of flow accumulation and sites of fault intersection: Analysis by means of digital terrain modeling, Environmental Modelling and Software, 15, pp.87-100.

FLORINSKY I.V., EILERS R.G., MANNING G.R., FULLER L.G. (2002): Prediction of soil properties by digital terrain modelling. Environmental Modelling Software, Vol.17, pp. 295-311.

FONT M., LAGARDE J.L., AMORESE D., COUTARD J.P., OZOUF J.-C. (2002): Une méthode de quantification de la dégradation d'un escarpement de faille au cours des cycles climatiques du Quaternaire : la faille de Jobourg (Nord Cotentin, France). Comptes Rendus Géoscience, Vol. 334, N°3, pp. 171-178.

FOURNIE D. (1978): nomenclature litho stratigraphique des séries de crétacé supérieur au Tertiaire de la Tunisie. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, Vol.2, n°1, Pau, pp.97-148.

FORTUNATO G. (2009): Procédures synoptiques de calibrage et d'analyses conduites au moyen d'interférométrie radar satellitaire sur réseaux d'infrastructures urbaines et routiers. Thèse en Science de l'Information

Géographique, Univ. Calabre (UNICAL) Italie et Univ. Marne la vallée (France), 228p.

FRAPPART F. (2006): Hydrologie spatiale: Développement d'applications pour l'utilisation de la télédétection sur les grands bassins fluviaux. Thèse de doctorat en Géophysique et Télédétection spatiale.

FRIZON DE LAMOTTE D., MICHARD A. & SADDIQI O. (2005): Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb, Some recent developments on the Maghreb geodynamics. C. R. Geoscience, in press.

FROIDEFOID J. X. (1982): Processus d'évolution d'un littoral sableux au cours de l'holocène. Application au domaine Aquitain. Présentation d'une méthode de géomorphologie dynamique et quantitative. Thèse d'état, Univ. Bordeaux I, 273 p.

FJORTOFT R. (1999): Segmentation d'images radar par détection de contours. Thèse de doctorat en Signaux, Images et communications.

FRUNEAU B. & SARTI F. (2000): A method for the automatic characterization of interferometric fringes free of atmospheric artifact: application to the study of the subsidences on the city of Paris. Proceeding of the CEOS SAR Workshop, ESA SP-450, pp: 679-685.

FRUNEAU B., DEFFONTAINES B., RUDANT J. P., LEPARMENTIER A. M. P. & ARNAUD A. (2005): Reflexions and insights from urban SAR interferometry for monitoring vertical deformation due to water pumping: the HAUSSMANN-ST-LAZARE case example (Paris, France).

FRUNEAU B., DEFFONTAINES B., RUDANT J.P. & LE PARMENTIER A. M. (2005): Monitoring vertical deformation due to water pumping in the city of Paris (France) with differential interferometry. Comptes Rendus Geosciences, Vol. 337, Issue 13, September-October 2005, pp. 1173-1183.

FUKUSHIMA Y. (2005): Transferts de magma au volcan du Piton de la Fournaise déterminés par la modélisation 3D de données d'interférométrie radar entre 1998 et 2000. Thèse de doctorat en Volcanologie, Univ. BLAISE PASCAL, 182p.

FULLEA URCHULUTEGUI J., FERNÁNDEZ M. & ZEYEN H. (2005):

Lithospheric structure in the Atlantic-Mediterranean transition zone (southern Spain, northern Morocco): a simple approach from regional elevation and geoid data. C. R. Geoscience.

G

GABRIEL A., GOLDSTEIN R. (1988): Radar interferogram made from two passes of SIR-B over the Rocky Mountains in British Columbia. Int. Journal Remote Sensing, Vol. 9.

GAD S., KUSKY T. (2006): Lithological mapping in the Eastern Desert of Egypt, the Barramiya area, using LANDSAT thematic mapper (TM). Journal of African Earth Sciences 44, pp. 196-202.

GADDAS (2001): Proposition d'une méthode de cartographie des pédo-paysages, application à la moyenne vallée du Rhône. Thèse de doctorat en agronomie à l'institut national agronomique Paris-Grignon, 218p.

GALLANT J.C. & WILSON J.P. (1996): TAPES-G: A grid-based terrain analysis program for the environmental sciences, Computers and Geosciences, 22, pp. 713-722.

GANI N.D., GANI M.R. & ABDELSALAM M.G. (2007): Blue Nile incision on the Ethiopian Plateau: Pulsed plateau growth, Pliocene uplift, and hominin evolution. GSA TODAY, Vol. 17, N°. 9, pp. 4-11.

GARCÍA RODRÍGUEZ J. L. et GIMÉNEZ SUÁREZ M. C. (2010): comparison of mathematical algorithms for determining the slope angle in GIS environment. Aqua-LAC - Vol. 2, pp. 78-82.

GELABERT B., SABAT F. & RODRÍGUEZ-PEREA A. (2002): A new proposal for the late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. Terra Nova, Vol. 14, pp. 93-100.

GHGLIA D.C., ROMERO I.A. (1994): robust two-dimensional weighted and unweighted phase unwrapping that uses fast transforms and iterative methods. Journal of the optical society of America, Vol. 11 (1), pp. 107-117.

GHIGLIA D. C. & PRITT M. D. (1998): Two-dimensional phase unwrapping: theory, algorithms, and software, John Wiley & Sons, Inc, New York.

GILI J.A., COROMINAS J., RIUS J. (2000): Using Global Positioning System techniques in landslide monitoring. *Engineering Geology*, Vol. 55, pp. 167-192.

GLAZOVSKAYA M. A. (1973): Pochvy mira (Soils of the world). Vol.2. Moscow, Izd. MGU, pp. 101-125.

GOAD C.C. & MUELLER A. (1988): An automated procedure for generating an optimum set of independent double difference observables using Global Positioning System carrier phase measurements. *Man. Geod.*, Vol.13, pp.365-369.

GODANO M. (2009): Étude théorique sur le calcul des mécanismes au foyer dans un réservoir et application à la sismicité de la saline de Vauvert (Gard). Thèse en Sciences ; Univ. de Nice-Sophia Antipolis ; 330 p.

GOLDSTEIN R. (1995): Atmospheric limitations to repeat-track radar interferometry, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 22, pp. 2517-2520.

GOLDSTEIN R., ZEBKER H. WERNER C. (1988): satellite radar interferometry: two dimensional phase unwrapping. *Radio Science*, Vol. 23 (4), pp. 713-720.

GOMEZ C. (2004): Potentiels des données de télédétection multi sources pour la cartographie géologique : Application à la région de Rehoboth (Namibie). Thèse de doctorat en Terre, Univers, Environnement. Univ. CLAUDE BERNARD - Lyon 1 (France). 210p.

GRAHAM L. C. (1974): Synthetic interferometer radar for topographic mapping, *Proceedings of the IEEE*, Vol.62, 163-168.

GREEN P. J. & SIBSON R. (1978): Computing dirichlet tessellation in the plane. *The Computer Journal*, Vol. 21, pp. 168-173.

GREGORY K.J. & WALLING D.E. (1968): The variation of drainage density within a catchment. *Bull. Int. Assoc. Sci. Hydrol.* Vol. 13, pp. 61-68.

GREWAL M. S., WEILL L. L. & ANDREWS A. P. (2001): Global Posotionning SYSTEM: Inertial Navigation, and Integration. John Wiley and Sons Inc.

GROHMANN C.H. (2004): Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences*, Vol. 30, pp. 1055-1067.

GROHMANN C.H., CAMPOS NETO M.C. (2002): Anàlises morfo-tectônicas em Aiuruoca, MG. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, XLI, Joao Pessoa, p. 353.

GUEGUEN E., DOGLIONI C., FERNANDEZ M. (1998): On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics* 298, pp.259-269.

GUEGUEN Y. (2007): Étude des mouvements de surface en environnement minier à partir d'interférométrie radar et identification des origines des déformations- L'exemple du bassin Nord/Pas-de-Calais. Thèse de doctorat en Science de l'Information Géographique. Université Paris-Est, 235p.

GUEGUEN Y., DEFFONTAINES B., FRUNEAU B., AL HEIB M., DE MICHELE M., RAUCOULES D., GUISE Y. & PLANCHENAU J. (2009): Monitoring residual mining subsidence of Nord/Pas-de-Calais coal basin from differential and Persistent Scatterer Interferometry (Northern France). *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 69, Issue 1, pp. 24-34.

GUILLASO S., FERRO-FAMIL L., REIGBER A., POTTIER E. (2003): Approche Polarimétrique du Déroulement de Phase Interférométrique. *Proceedings - 4ièmes Journées d'Etude Propagation Electromagnétique dans l'Atmosphère*, Rennes, pp : 1-6.

GUTENBERG B. & RICHTER C. F. (1936): Magnitude and energy of earthquakes, *Science*, 83, pp. 183-185.

GUTENBERG B. (1945): Amplitudes of surface waves and magnitudes of shallow earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 35, pp. 3-12.

GVIRTZMAN Z., NUR A. (1999): The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback. *Nature*, Vol. 401, pp. 782-785.

H

HABOUDANE D., BONN F. & ROYER A. (2004): Intégration d'indices dérivés du MNA et d'informations extraites des images satellites pour l'identification des zones de susceptibilité à l'érosion hydrique. *Xèmes Journées Scientifiques du Réseau Télédétection de l'AUF*, pp.114-116.

HAN Z., WU L., RAN Y., YE Y. (2003): The concealed active tectonics and their

characteristics as revealed by drainage density in the North China plain (NCP). *Journal of Asian Earth Sciences*, Vol. 21, pp. 989-998.

HANKS T.C. et KANAMORI H. (1979): A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research* 84 (B5), pp. 2348-2350.

HANSSEN R.F. (2002): RADAR INTERFEROMETRY-Data Interpretation and Error Analysis. Kluwer Academic Publishers, 327p.

HANSSEN R.F., WECKWERTH T.M., ZEBKER H.A., KLEES R. (1999): High-resolution water vapor mapping from interferometric radar measurements, *Science* 283, pp. 1297-1299.

HARLIN J. (1978): Statistical moments of the hypsometric curve and its density function, *Mathematical Geology* 10, pp. 59-72.

HARVEY F. (1998): Quality needs more standards. In: *Data Quality in Geographic Information*, ed. Hermès, Paris, pp 37-42.

HASEGAWA H., WETMILLER R. ET GENDZWILL D. (1989): Induced seismicity in mines in Canada - An overview, *Pure and Applied Geophysics*, 129, pp.423-453.

HASTINGS D. A. et DUNBAR P. K. (1999): Global Land One-kilometer Base Elevation (GLOBE) Digital Elevation Model, Documentation, Vol.1.0. Key to Geophysical Records Documentation (KGRD) 34, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Geophysical Data Center.

HENRY J.-B. (2004): Systèmes d'information spatiaux pour la gestion du risque d'inondation de plaine, Thèse de doctorat, spécialité Géographie physique, Université de Strasbourg I, SERTIT.

HERRERA G., TOMAS R., VICENTE F., LOPEZ-SANCHEZ J.M., MALLORQUI J.J. & MULAS J. (2010): Mapping ground movements in open pit mining areas using differential SAR interferometry. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, Vol. 47, pp. 1114-1125.

HERRING T.A. (1996): The Global Positioning System. *Science*, Vol.96, pp. 32-38.

HEWITSON A. J. (1995): Pillar recovery using mobile roof supports, *Mining Technology*, Vol. 77, Issue 885, pp 153-160.

HFAIEDH M., ATTAFFI K., ARSOVSKI M., JANCEVSKI J., DOMURDZANOV N., TURKI M. M. (1991): Carte sismo-tectonique de

la Tunisie. Editée par l'Institut National de la Météorologie.

HIGY C. et MUSY A. (2000): Digital analysis of the Haute-Mentue catchment and scale effect for hydrological modelling with TOPMODEL. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 4, Issue 2, pp. 225-237.

HLAIEM A. (1999): Halokinesis and structural evolution of the major features in eastern and southern Tunisian Atlas. *Tectonophysics*, Vol. 306, Issue 1, pp. 79-95.

HOBSON R.D. (1972): Surface roughness in topography: quantitative approach. in R. J. Chorley, editor. *Spatial analysis in geomorphology*. Harper and Row, New York, New York, USA, pp. 221-245.

HOFFMANN J., ROTH A., VOIGT S. (2003): Detecting coal fires in China using differential interferometric synthetic aperture radar (InSAR). *Proceedings of the FRINGE 2003 Workshop (ESA SP-550)*, 1-5 December 2003.

HORN B.K.P. (1982): Hill Shading and the Reflectance Map. *Geo-Processing 2*: pp. 65-144.

HORRITT M. S. & BATES P. D. (2002): Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation, *Journal of Hydrology*, Vol. 268 (1-4), pp. 87-99.

HORTON R.E. (1932): Drainage basin characteristics. *Trans. Am. Geophys. Union*, Vol. 13, pp. 350-361.

HORTON R.E. (1945): Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 56, pp. 275-370.

HOSTACHE R. (2006): Analyse d'images satellitaires d'inondations pour la caractérisation tridimensionnelle de l'aléa et l'aide à la modélisation hydraulique. Thèse de doctorat en Sciences de l'eau. École Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts, 256p.

HOU C.-S., HU J.-C., SHEN L.-C., WANG J.-S CHEN., C.-L., LAI T.-C., HUANG C., YANG Y.-R., CHEN R.-F., CHEN Y.-G., ANGELIER J. (2005): Estimation of subsidence using GPS measurements, and related hazard: the Pingtung Plain, southwestern Taiwan. *Comptes Rendus Geosciences*, Vol. 337, Issue 13, pp. 1184-1193.

HOWARD A.D. (1967): Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. Bull. Am. Ass. Petr. Geol., Tulsa, 51 (11), pp.2246-3428

HUNTER G.J. & GOODCHILD M.F. (1997): Modeling the uncertainty of slope and aspect estimates derived from spatial databases. Geographical Analysis, Vol. 29, pp. 35-49.

HURTREZ J. E. & LUCAZEAU F. (1999): Lithological control on relief and hypsometry in the Hérault drainage basin (France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, Vol. 328, Issue 10, pp. 687-694.

HURTREZ J.-E., LUCAZEAU F., LAVE J. & AVOUAC J. (1999): Investigation of the relationships between basin morphology tectonic uplift and denudation from the study of an active belt in the Siwalik Hills, Central Nepal. Journal of Geophysical Research, Vol. 104, pp. 12,779-12,796.

I

IMHOF E. (1982): Cartographic Relief Presentation. New York: Walter de Gruyter.

INSTITUT NATIONAL DE LA METEOROLOGIE: catalogue des séismes tunisiens de 410 à 1973.

INSTITUT NATIONAL DE LA METEOROLOGIE, 1990, 1995 : Bulletins de sismologie.

INZANA J., KUSKY T., HIGGS G. & TUCKER R. (2003): Supervised Classifications of LANDSAT TM Band Ratio Images and LANDSAT TM Band Ratio Image with Radar for Geological Interpretations of Central Madagascar. Remote Sensing of Environment 37, pp. 59-72.

ISAACSON D. L. & RIPPLE W. J. (1990): Comparison of 7.5-minute and 1-degree elevation models. Photogrammetric Eng. and Remote Sensing, Vol. 11, pp.1523-1527.

ISC (2011): International Seismological Centre, On-line Bulletin. URL <http://www.isc.ac.uk/search/index.html>

J

JACKSON J. & LEEDER M. (1994): Drainage systems and the development of normal faults: an example from Pleasant Valley,

Nevada. Journal of Structural Geology, Vol. 16, pp. 1041-1059.

JACKSON J. A. & WHITE N. J. (1989): Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension. Journal of Structural Geology, Vol. 11, N°. 1/2, pp. 15- 36.

JALLOULI C., MICKUS K. L., TURKI M. M. (2002): Gravity constraints on the structure of the northern margin of Tunisia: implications on the nature of the northern African Plate boundary. Geophys. J. Int., 151, pp. 117-131.

JAUZEIN A. (1967) : Contribution à l'étude géologique des confins de la dorsale tunisienne (Tunisie septentrionale). Ann. Min. Géol. (Tunis) 22/4.

JAYLES, C., BERTHIAS J.P., LAURICHESSE D., NORDINE S., CAUQUIL P., TAVERNIER G. (2002): DORISDIODE, two years results of the European navigator, in New Trends in Space Geodesy, H. Drewes (Ed), Adv. Space Res, Vol.30, 2, pp. 301-306.

JENNESS J. S. (2004): Calculating landscape surface area from digital elevation models. Wildlife Society Bulletin, Vol. 32(3), pp. 829-839.

JENSEN J.R. (1996): Introductory Digital Image Processing. Prentice Hall Series in Geographic Information Science, 318p.

JENSON S. K. & DOMINGUE, J. O. (1988): Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis," Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, vol. 54, no. 11, pp. 1593-1600.

JIANG L., LIN H., MA, J., KONG B., YAO WANG Y. (2011): Potential of small-baseline SAR interferometry for monitoring land subsidence related to underground coal fires: Wuda (Northern China) case study. Remote Sensing of Environment, Vol. 115, pp.257-268.

JOLY F. (1977): Point de vue sur la géomorphologie. Annales de Géographie, Vol. 86, N° 477, pp. 522 - 541.

JOLY G. (1986): Traitements des fichiers-images, Collection Télédétection satellitaires, Caen, Paradigme, 138 p.

JORDAN G. (2004): Terrain Modelling with GIS for Tectonic Geomorphology. Numerical Methods and Applications. Acta Universitatis Upsaliensis. Comprehensive

Summaries of Uppsala Dissertations from the Faculty of Science and Technology 1031. 41 p.

JORDAN G., MEIJNINGER B.M.L., HINSBERGEN D.J.J.V., MEULENKARNP J.E. & DIJK P.M.V. (2005): Extraction of morphotectonic features from DEMs: Development and applications for study areas in Hungary and NW Greece. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 7 ; pp. 163-182.

JORDAN G. (2007): Adaptive smoothing of valleys in DEMs using TIN interpolation from ridgeline elevations: An application to morphotectonic aspect analysis. *Computers & Geosciences*, Vol. 33, Issue 4, pp. 573-585.

JOSSET D. (2009): Etude du couplage radar-lidar sur plates-formes spatiales et Aéroportées, Application à l'étude des nuages, des aérosols et de leurs interactions. Thèse de doctorat en Science de l'environnement d'Ile-de-France, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI ; 148p.

JULIAN B., MILLER A. et FOULGER G. (1998): Non-double-couple earthquakes. 1: theory, *Rev. Geophys.*, Vol. 36, pp.525-549.

K

KACEM J. (2004): Etude sismotectonique et évaluation de l'Aléa sismique régional au Nord-Est de la Tunisie : apport de la sismique réflexion dans l'identification des sources sismogénique. Thèse de doctorat en géologie. Univ. Tunis El Manar, Faculté des Sciences de Tunis. 168p.

KAHLE H. G., MÜLLER M. V., GEIGER A., DANUSER G., MUELLER S., VEIS G., BILLIRIS H. & PARADISIS D. (1995): The strain field in northwestern Greece and the Ionian Islands: results inferred from GPS measurements, *Tectonophysics*, Vol.249 ; pp. 41-52.

KALMAN R. E. (1960): A New Approach to Linear Filtering and Prediction Problems", *ASME Basic Engineering Journal*, Vol. 82D, pp. 35-45.

KANAMORI H. & ANDERSON D. (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology: *Seismological Society of America Bulletin*, v. 65, pp. 1073-1095.

KAO H., SHAN S.-J., DRAGERT H., ROGERS G., CASSIDY J. F., WANG K.,

JAMES T. S., & RAMACHANDRAN K. (2006): Spatial-temporal patterns of seismic tremors in northern Cascadia, *Journal of Geophysical research*, Vol.111, B03309, doi:10.1029/2005JB003727.

KAPPEL W.M., YAGER R.M., MILLER T.S. (1999): Land Subsidence in the United States: The Retsof Salt Mine Collapse, U.S. Geological Survey, Circular 1182, p111-120.

KASSER M. & THOM C. (1995) : Étude des déformations dans un réseau géodésique par emploi de tenseurs de déformations régulièrement répartis.

KELLNDORFER J., WALKER W., PIERCE L., DOBSON C., FITES J.A., HUNSAKER C., VONA J., CLUTTER M. (2004): Vegetation height estimation from Shuttle Radar Topography Mission and National Elevation Datasets. *Remote Sensing of Environment* 93, pp.339-358.

KHOMSI S. (2005): Géodynamique des bassins paléogènes et des réservoirs associés au sahel de Kairouan (Tunisie Orientale): structuration, sismotectonique et organisation séquentielle. Implications pétrolières. Thèse de doctorat en Géologie, Univ. Tunis El Manar, Faculté des Sciences de Tunis, 365p.

KELLER E.A. & PINTER N. (2001): Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape (second ed), Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 362p.

KELLER E.A. & PINTER N. (2002): Active Tectonics, 2nd edition, Upper Saddle River. New Jersey, Prentice Hall.

KOVALEVSKY J. (1990): lectures Notes in physics, Vol. 358. *Astrométrie Moderne*.

KOTZEV V., NAKOV R., BURCHFIEL B. C., KING R., REILINGER R. (2001): GPS study of active tectonics in Bulgaria: results from 1996 to 1998. *Journal of Geodynamics*, Vol. 31, Issue 2, pp.189-200.

KREEMER C. & HOLT W. E. (2001): A No-net-rotation Model of Present Day Surface Motion. *Geophysical Research Letters*, Vol. 28, N°23, pp. 4407-4410.

KREIS N. (2004): Modélisation des crues des rivières de moyenne montagne pour la gestion intégrée du risque inondation : Application à la vallée de Thur (Haut-Rhin), Thèse de doctorat, spécialité Science de l'eau, ENGREF, CEVH/ENGEEES, 268 p.

KRISHNAMURTHY J., MANI A., JAYARAMAN V. & MANIVEL M. (2000): Groundwater resources development in hard rock terrain - an approach using remote sensing and GIS techniques. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* Vol.2, Issues 3-4, pp. 204-215.

KRUSE F. A. (1996): Geological Mapping Using Combined Analysis of Airborne Visible/Infrared Imaging Spectrometer (AVIRIS) and SIR-C/X-SAR Data, *International Symposium on Optical Science* 2819, pp. 24-35.

KRUSE F., LEFKOFF A., BOARDMAN J., HEIDEBRECHT K., SHAPIRO A., BARLOON P. et GOETZ A. (1993): The spectral image processing system (SIPS) - interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. *Remote Sensing of Environment*, Vol.44 (2-3), pp. 145-163.

KUENZER C., ZHANG J., TETZLAFF A., VAN DIJK P., VOIGT S., MEHL H., WAGNER W. (2007): Uncontrolled coal fires and their environmental impacts: Investigating two arid mining regions in north-central China. *Applied Geography*, Vol. 27, Issue1, pp. 42-62.

KÜHNI A., PFIFFNER O. A. (2001): The relief of the Swiss Alps and adjacent areas and its relation to lithology and structure: topographic analysis from a 250-m DEM. *Geomorphology*, Vol. 41, Issue 4, pp. 285-307.

KUMPETI M. S. (1985): Segmentation hiérarchisée pour les images de télédétection à très haute-résolution. Application à l'imagerie SPOT", Thèse de Docteur Ingénieur, CERFIA-UPS Toulouse.

L

LA COMPAGNIE GENERALE DE TELEGRAPHIE SANS FIL (1934): "Nouveau système de repérage d'obstacles et ses applications". Brevet d'invention déposé en 20 juillet 1934, 3p.

LACOMBE C., AUBERT G., BLANC-FÉRAUD F. (2002): Mathematical statement to one dimensional phase unwrapping: a variational approach. Rapport de recherche, numéro 4521, Inria, <http://www.inria.fr/rrrt/rr-4521.html>.

LARDEUX C. (2008): Apport des données radar polarimétriques pour la cartographie en milieu tropical. Thèse de doctorat en Science de

l'Information Géographique. Université Paris-Est, 196p.

LARSON K., FREYMUELLER J., PHILIPSEN S. (1997): Global plate velocities from the global positioning system. *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, pp. 9961-9981.

LE PAPE S. (1998): analyse et quantification du réseau hydrographique : le réseau hydrographique comme objet vectoriel. Mémoire d'ingénierie Ecole Supérieure des Géomètres et Topographes (France), 66p.

LEE J. S. (1980): Digital Image Enhancement and Noise Filtering by Use of Local Statistics. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, Vol PAMI-2, No.2, pp. 165-168.

LEE J. S., SUN Y. N., CHEN C. H., TSAI C. T. (1993): Wavelet based corner detection. *Pattern Recognition*, Vol. 26, n°6, pp. 853-865.

LEEDER M. & JACKSON J. (1993): The interaction between normal faulting and drainage in active extensional basins, with examples from the western United States and central Greece. *Basin Research*, Vol. 5, pp. 79-102.

LEGIER A. (1977): Mouvements de terrain et évolution récente du relief dans la région de Barcelonnette (Alpes de Haute Provence). Université Scientifique et Médicale de Grenoble et Pierre Antoine, 171p.

LEICK A. (1995): GPS Satellite Surveying. Wiley, New York, 256 p.

LEONOWICZ A.M., JENNY B. & HURNI L. (2010): Automated reduction of visual complexity in small-scale relief shading. *Cartographica*, 45-1, pp. 64-74.

LEVIN N., BEN-DOR E. & KARNIELI A. (2004): Topographic information of sand dunes as extracted from shading effects using LANDSAT images. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 90, Issue 2, pp.190-209.

LEWIS A. J. & HENDERSON F. M. (1998): Manual of Remote Sensing, Principles and Applications of Imaging Radar. John Wiley and Sons.

LI F. & GOLDSTEIN R. (1987): Studies of multi-baseline spaceborne interferometric synthetic aperture radars. *Proc. of IGARSS'87*, Ann Arbor, pp. 1545-1550.

LI X., WANG S. J., LIU T. Y. & MA F. S. (2004): Engineering geology, ground surface movement and fissures induced by

underground mining in the Jinchuan Nickel Mine. *Engineering Geology*, Vol.76, Issues 1, pp. 93- 107.

LI Z. (1992): Variation of the accuracy of digital terrain models with sampling interval. *Photogrammetric Record*, Vol.14 (79), pp. 113-128.

LI Z. (1988): On the measure of digital terrain model accuracy. *The Photogrammetric Record*, Vol. 12(72), pp 873 - 877.

LIFTON N.A. & CHASE C.G. (1992): Tectonic, climatic, and lithologic influences on landscape fractal dimension and hypsometry: Implications for landscape evolution in the San Gabriel mountains, California, *Geomorphology*, Vol. 5, pp.77-114.

LILLESAND T.M. & KIEFER R.W. (1987): Remote Sensing and Image Interpretation". 2e Edition, John Wiley and Sons Inc., New York, 721 p.

LINGADURAI K. & SHUNMUGAM M.S. (2005): Use of morphological closing filters for three-dimensional filtering of engineering surfaces. *Journal of Manufacturing Systems*, Vol. 24, Issue 4, pp. 366-376.

LLAMAS J. (1993): Hydrologie générale : Principes et Applications. Gaetan morin éditeur. 527 p.

LOPES A., NEZRY E., TOUZI R., LAUR H. (1993): Structure detection and statistical adaptive speckle filtering in SAR images, *International Journal of Remote Sensing*, 14, pp. 1735-1758.

LU Z., MASTERLARK T., POWER J., DZURISIN D. & WICKS C. (2002): Subsidence at Kiska Volcano, Western Aleutians, detected by satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, Vol. 29, N°. 18, pp. 21-24.

LUDWIG R. & SCHNEIDER P. (2006): Validation of digital elevation models from SRTM X-SAR for applications in hydrologic modeling, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*. In Press, Corrected Proof.

M

MACEACHREN A.M. (1985): The accuracy of thematic maps: implications of choropleth symbolization. *Cartographica: the International Journal for Geographic Information dans Geovisualization*, Vol. 22, pp. 38-58.

MAÎTRE H. (2008): Processing of Synthetic Aperture Radar Images. First published in Great Britain and the United States by ISTE Ltd and John Wiley & Sons, Inc (Originally published in 2001).

MAHJOUB K. & FAKRAOUI M. (1990): Carte géologique de Ksar El Asker à l'échelle du 1/100 000. Feuille N° 72. Carte publiée par le Service Géologique de la Tunisie (l'Office National des Mines).

MAHJOUB K. & FAKRAOUI M. (1990): Carte géologique d' El Hamma du Jerid à l'échelle du 1/100 000. Feuille N° 71. Carte publiée par le Service Géologique de la Tunisie (l'Office National des Mines).

MALET J.-P., MAQUAIRE O. & CALAIS E. (2002): The use of Global Positioning System techniques for the continuous monitoring of landslides: application to the Super-Sauze earthflow (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Geomorphology*, Vol. 43, pp. 33-54.

MALET J.-P., HARTIG S., CALAIS E. & MAQUAIRE O. (2000) : Apport du GPS au suivi en continu des mouvements de terrain. Application au glissement-coulée de Super-Sauze (Alpes-de-Haute-Provence, France). Vol. 331, Issue 3, 15, pp. 175-182.

MALET J.-P., MAQUAIRE O., CALAIS E. (2002) : Le GPS en géomorphologie dynamique. Application à la surveillance de mouvements de terrain (Super-Sauze, Alpes du Sud, France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, N° 2, pp. 165-180.

MANDELBROT B. (1982): The fractal geometry of nature. Freeman, San Francisco, 460 p.

MARK R. (1992): A multidirectional, oblique-weighted, shaded-relief image of the Island of Hawaii. U.S. Geological Survey Open-File Report 92-422. 5p.

MASSON D'AUTUME G. (1978) : Construction du modèle numérique d'une surface par approximations successives. Application aux modèles numériques de terrain (MNT). *Bulletin de la Société Française de Photogrammétrie et de Télédétection*, N° 71, pp. 33-41.

MASSONNET D., ROSSI M., CARMONA C., ADRAGNA F., PELTZER G., FEIGL K. & RABAUTE T. (1993): The displacement field of the Landers earthquake

mapped by radar interferometry. *Nature* 364, pp. 138-142.

MASSONNET D., FEIGL K., ROSSI M., ADRAGNA F. (1994): Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake. *Nature*, Vol. 369, pp. 227-230.

MASSONNET D., BRIOLE P., ARNAUD A. (1995): Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry, *Nature*, 375, 567-570.

MASSONNET D. & FEIGL K.L. (1998): Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface, *Reviews of Geophysics*, Vol. 36 (4), pp. 441-500.

MATTAUER M. (1958): Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). Thèse doctorat Es sciences, Besançon, France, 343 p.

MATTAUER M., TAPPONNIER P., PROUST F. (1977): Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales : l'exemple des chaînes atlasiques du Maroc, *Bull. Soc. géol. France* 19, pp.521-526.

MAZAGOL P. O. (2006): recherche de variables contribuant à l'organisation d'un paysage de moyenne montagne. Thèse de doctorat en Information géographique et applications, Univ. Jean Monnet de Saint-Étienne, 320p.

MAZAGOL P.O., MARTIN R., PORTERET J., THYRIOT C., ETLICHER B. (2008): Pré-détermination de zones humides sur le bassin Loire-Bretagne. Conférence francophones ESRI « SIG 2008 », p.19.

MCCULLAGH M. J. & ROSS C. J. (1980): Delaunay triangulation of a random data set for isarithmic mapping. *The Cartographic Journal*, Vol.17, pp.93-99.

MCKENZIE D.P. (1972): Active tectonics of the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.* Vol. 30, pp. 109-185.

MCMILLAN M.E., HELLER P.L. & WING S.L. (2006): History and causes of post-Laramide relief in the Rocky Mountain orogenic plateau. *Geological Society of America*, Vol. 118, N°. 3/4, pp. 393-405

MEGHRAOUI M. (1988): Géologie des zones sismiques au nord de l'Algérie. Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismotectonique. Thèse de doctorat d'état en géologie structurale, Univ. Paris-Sud, 356p.

MENCHIK M.T. & FERNANDEZ D. (1996): Modeling and simulation of real aperture radar images. *Proceedings of IGARSS'96 Symposium*.

METI/ERSDAC, NASA/LPDAAC, USGS/EROS (2009): ASTER Global DEM Validation, Summary Report, 28p.

MEUNIER-CHRISTMANN C. (1988): Géochimie organique de phosphates et schistes bitumineux marocains: Etude du processus de phosphatogenèse. Thèse de Doctorat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg. France, 133p.

MEYER B., ARMIJO R., MASSONNET D., DE CHABALIER J. B., DELACOURT C., RUEGG J. C., ACHACHE J. & PAPANASTASSIOU, D. (1998): Results from combining tectonic observations and SAR interferometry for the 1995 Grevena earthquake: A summary *Journal of Geodynamics*, Vol. 26, Issues 2-4, pp. 255-259.

MEYER B., SÉBRIER M. & DIMITROV D. (2007): Rare destructive earthquakes in Europe: The 1904 Bulgaria event case. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 253, Issues 3-4, pp. 485-496.

MEZNED N., ABDELJAOUED S. et BOUSSEMA M. R. (2010): A comparative study for unmixing based LANDSAT ETM+ and ASTER image fusion. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 12S pp.131-137.

MILAN D. J., HERITAGE G. L., LARGE A. R.G., FULLER L. C. (2011): Filtering spatial error from DEMs: Implications for morphological change estimation. *Geomorphology*, Vol. 125, Issue 1, pp. 160-171.

MILIAREISIS G. CH. & ARGIALAS D. P. (1999): Segmentation of physiographic features from the global digital elevation model/GTOPO30, *Computers & Geosciences* Vol. 25, pp. 715-728.

MILLER C.L. & LAFLAMME R.A. (1958): The digital terrain model- theory and application. *Photogrammetric engineering*. Vol. 3 (24), pp. 433-475.

MINSTER J. B. et JORDAN T.H. (1978): Present-Day Plate Motions. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 83, pp. 5331-5354.

MOGLEN G. E. & BRAS R. L. (1995): The importance of spatially heterogeneous erosivity and the cumulative area distribution within a

basin evolution model. *Geomorphology*, Vol.12, Issue 3, pp. 173-185.

MOLIN P., PAZZAGLIA F.J., et DRAMIS F. (2004): Geomorphic expression of active tectonics in rapidly-deforming forearc, Sliia Massif, Calabria, southern Italy. *American Journal of Science*, Vol. 304, pp. 559-589.

MONIER P. (1997): Caractérisation du terrain en vue de son traitement numérique. Application à la généralisation de l'orographie. Thèse en SIG, Université Louis Pasteur (Strasbourg), 239 p.

MONTGOMERY D. R. & BRANDON M. T. (2002): Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 201, pp. 481-489.

MOORE I.D. (1992): Terrain analysis program for environmental sciences (TAPES), *Agricultural Systems and Information Technologies*, (4)2: pp.37-39.

MOORE I.D., GRAYSON R. B. & LADSON A. R. (1991): Digital terrain modelling: A review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrological Processes*, Vol. 5, Issue 1, pp.3-30.

MORISAWA M. (1958): Measurement of drainage-basin outline form", *Journal of Geology*, vol. 66, pp. 587-591.

MULLER J.C. (1987): The concept of error in cartography. *Cartographica*, 24, pp. 1-15.

MUSUMECI G., RIBOLINI A. & SPAGNOLO M. (2003): The effects of late Alpine tectonics in the morphology of the Argentera Massif (Western Alps, Italy-France). *Quaternary International*, Vol.101-102, pp. 191-201.

N

NASA (2010): <http://Landsat.gsfc.nasa.gov/>. The Landsat program.

NERI G., BARBERI G., ORECCHIO B. & MOSTACCIO A. (2003): Seismic strain and seismogenic stress regimes in the crust of the Southern Tyrrhenian region. *Earth Plan. Sc. Lett.*, Vol. 213, pp. 97-112.

NG A., CHANG H., GE L., RIZOS C. & OMURA M. (2009): Assessment of radar interferometry performance for ground subsidence monitoring due to underground

mining. *Earths, Planets and Space*, Vol. 61, pp. 733 -745.

NOCQUET J.M. & CALAIS E. (2004): Geodetic Measurements of Crustal deformation in the Western Mediterranean and Europe. *Pure and Applied Geophysics*. ISSN: 0033-4553 ; CODEN: PAGYAV, pp. 661-681.

NOCQUET J.M. & CALAIS, E. (2003): Crustal velocity field of western Europe from permanent GPS array solutions, 1996-2001. *Geophys. J. Int.* 154, pp.72- 88.

NORTON K.P., BLANCKENBURG F., SCHLUNEGGER F., SCHWAB M., KUBIK P. W. (2008): Cosmogenic nuclide-based investigation of spatial erosion and hillslope channel coupling in the transient foreland of the Swiss Alps. *Geomorphology* 95, pp. 474-486.

O

O'CALLAGHAN J. F. & MARK D.M. (1984): The extraction of drainage networks from digital elevation data, *Comput. Vis. Graph. Image Process.* 28, pp. 323-344.

O'CONNOR K. M. & MURPHY E. W. (1997): TDR monitoring as a component of subsidence risk assessment over abandoned mines. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, Vol. 34, Issues 3-4, p. 230.e1-230.e15.

O'CONNOR K. M., CRAWFORD J., PRICE K. (2004): Real-Time Monitoring of Subsidence Over an Inactive Mine in Virginia. 5th Biennial Workshop, Geotechnical Design Seminar, Technical Session II: Subsidence, April 21-23, 2004, Tucson, Arizona.

OFFICE NATIONAL DES MINES (1988): Carte géologique de la Tunisie à l'échelle du 1/500.000^{ème}, troisième édition, en trois feuilles : Nord, Sud et extrême-Sud.

OHLMACHER G. C. (2007): Plan curvature and landslide probability in regions dominated by earth flows and earth slides. *Engineering Geology*, Vol.91, Issues 2-4, pp. 117-134.

OLLIER C.D. (1981): Tectonics and landforms. *Geomorphology*, Vol. 6. Longman Group Limited, New York, 324 p.

OLLIER C. D. et PAIN C. (2000): The origin of mountains. Routledge, London, 400p.

ONANA V.P. (1998): Segmentation hybride : régions et contours d'images RSO par

champs de markov, Rapport de stage de recherche doctorale au laboratoire géomatériaux de l'IFG de l'UMVL.

ONIER C. (2007): Caractérisation du résultat d'un travail du sol à l'aide d'un capteur micro-ondes -Analyse numérique et expérimentale des interactions surfaciques et volumiques des ondes électromagnétiques avec le sol. Thèse Doctorat en Sciences de la Terre, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse. 217p.

ORWIG L., ARONOFF A., IBSEN P., MANEY H., O'BRIEN J., HOLT JR H. (1995): Wide-area terrain surveying with interferometric SAR. Remote Sensing of Environment, Vol.53, Issue 2, pp. 97-108.

OTH A., BINDI D., PAROLAI S. & DI GIACOMO D. (2010): Earthquake scaling characteristics and the scale-(in) dependence of seismic energy-to-moment ratio: Insights from KK-net data in Japan, Geophys. Res. Lett., Vol.37, L19304, doi:10.1029/2010GL044572.

OUATTARA G., KOFFI G.B., YAO K.A., (2010): Cartographie géologique à l'aide de l'imagerie satellitale Radar ERS-1: mise en évidence de structures circulaires emboîtées (Pipes Kimberlites Diamantifères?) dans la région de Tortiya au nord de la Côte d'Ivoire (Craton Ouest Africain). European Journal of Scientific Research. ISSN 1450-216X Vol.45, N°2, 212-220.

OULD BABA SY M. (2005): la recharge et paléorecharge du Système aquifère du Sahara septentrional. Thèse en Géologie, Univ. de Tunis El Manar, Faculté des Sciences de Tunis, 271p.

OULED GRIB A. & SLIMANE M. F. (1994): Nouvelles données géologiques sur l'Atlas méridional de la Tunisie: mise en évidence du Trias dans la chaîne de Gafsa. Notes du Service Géologique de Tunisie, Vol. 60, pp. 5-10.

OULED GHRIB A., ZARAÏ N. & SLIMANE F. (1995): Carte géologique de Sidi Aich à l'échelle du 1/100 000. Feuille N° 60. Les levés géologiques ont été effectués de 1991 à 1993. Carte publiée par le Service Géologique de la Tunisie (l'Office National des Mines).

OUTTANI F. ; ADDOUM B.; MERCIER E. ; FRIZON DE LAMOTTE D. ; ANDRIEUX J. (1995): Geometry and Kinematics of the South Atlas Front, Algeria and Tunisia. Tectonophysics, Vol. 249, pp. 233-248.

P

PAGARETE J., KASSER M. ET RUEGG J. C. (1990) : Évaluation et représentation des erreurs sur les déformations d'un réseau géodésique : utilisation de la méthode de Monté Carlo, Bulletin géodésique, Vol. 64, pp. 63-72.

PANIZZA M., CASTALDINI D., BOLLETTINARI G., CARTON A. & MANTOVANI F. (1987): Neotectonic research in applied geomorphological studies. Zeitschrift fur Geomorphologie, Vol. 63, pp.173-211.

PANNEKOEK A.J. (1967): Generalised contour maps, summit level maps, and stream line surface maps as geomorphological tools. Z. Geomorphology, Vol. 11, pp. 169-182.

PAPATHANASSIOU K.P., REIGBER A. & COLTELLI M. (1996): On the interferometric coherence: A multifrequency and multitemporal analysis. ERS-1 Fringe SAR Interferometry Working Group, FRINGE96 (www.geo.unizh.ch/rsl/fringe96/papers/index.html).

PATHIER E. (2003): Apports de l'interférométrie radar différentielle à l'étude de la tectonique active de Taiwan. Thèse de doctorat en Sciences de l'Information Géographique, Univ. MARNE-LA-VALLÉE, 280 p.

PATRIAT P., SEGOUFIN J., SCHLICH R., GOSLIN J., AUZENDE J.M., BEUZART P., BONNIN J. ET OLIVET J.L. (1982): Les mouvements relatifs de l'Inde, de l'Afrique et de l'Eurasie. Bull. Soc. Géol. France, (7) XXIV, n° 2, pp. 363-373.

PAYRAUDEAU S. (2002): Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens. Thèse Sciences de l'Eau, UMR Structures et Systèmes Spatiaux Cemagref-Engref, 436p.

PEDRERA A., PÉREZ-PEÑA J. V., GALINDO-ZALDÍVAR J., AZAÑÓN J. M. & AZOR A. (2009): Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). Geomorphology, Vol. 105, Issues 3-4, pp. 218-231.

PEGUY CH.P. (1942): Principes de morphométrie alpine. Revue de géographie alpine, Tome 30, N°3, pp. 453-486.

PELLA H., CHANDESRIIS A. et WASSON J.G. (2004): Constitution d'un

système d'information à référence spatiale dans le contexte de la Directive cadre européenne sur l'eau. *Ingénieries* N°40, pp. 11-20.

PELTZER G., CRAMPÉ F. & ROSEN P. (2001): The Mw 7.1, Hector Mine, California earthquake: surface rupture, surface displacement field, and fault slip solution from ERS SAR data. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences* 333, pp. 545-555.

PENA S. A., ABDELSALAM M. G. (2006): Orbital remote sensing for geological mapping in southern Tunisia: Implication for oil and gas exploration. *Journal of African Earth Sciences* 44, pp. 203-219.

PÉREZ-PEÑA J.V., AZAÑÓN J.M. et AZOR A. (2009): CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers & Geosciences*, Vol. 35, Issue 6, pp. 1214-1223.

PÉREZ-PEÑA J. V., AZOR A., AZAÑÓN J. M. & KELLER E. A. (2010): Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, Vol. 119, Issues 1-2, pp.74-87.

PERSKI Z., HANSSEN R., WOJCIK A. & WOJCIECHOWSKI T. (2009): InSAR analyses of terrain deformation near the Wieliczka Salt Mine, Poland. *Engineering Geology*, Vol.106, pp. 58-67.

PETIT D. (2004): Extraction du « 3D » par interférométrie radar à haute résolution. Thèse de doctorat en Informatique de l'image, Univ. Toulouse III- Paul Sabatier, 210p.

PEUCKER T. K., FOWLER R.J., LITTLE J.J., AND MARK D.M. (1979): The triangulated irregular network. *Proc. AutoCarto 4*, vol 2, pp 96-103.

PHILIP H. (1984): La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures : ses relations avec la sismicité. Evolution du champ de contrainte depuis environ 5 M.A. Définition d'une zonation tectonique. Thèse des Sciences, Académie de Montpellier, 147 p.

PHILLIPS S., PEARSON D.C., EDWARDS C.L., STUMP B.W. (1996): The White Pine Controlled Collapse Experiment. *LAUR-96-2642*, 29p.

PIKE R.J., WILSON S.E. (1971): Elevation-relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area - altitude analysis. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 82, pp. 1079-1084.

PIKE R.J. & DIKAU R. (1995): Advances in geomorphometry, *Z. Geomorphol.*, N.F. Suppl.Bd. 101, 238 p.

PIKE R.J. (2000): Geomorphometry - diversity in quantitative surface analysis. *Progress in Physical Geography* 24 (1), pp. 1-20.

PIKE R.J. (2002): A Bibliography of Terrain Modeling (Geomorphometry), the Quantitative Representation of Topography-Supplement 4.0. Open-File Report 02-465, U.S. Geological Survey.

PINEL N. (2006): Etude de modèles asymptotiques de la diffusion des ondes électromagnétiques par des interfaces naturelles- Application à une mer recouverte de pétrole. Thèse de Doctorat Electronique, Ecole polytechnique de l'université de Nantes, 196p.

PLATTNER C., WDOWINSKI S., DIXON T. H., BIGGS J. (2010): Surface subsidence induced by the Crandall Canyon Mine (Utah) collapse: InSAR observations and elasto-plastic modelling. *Geophysical Journal International*. doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04803.x, 8p.

POLIDORI L. (1997) : Cartographie radar, Livre, Gordon and Breach science publishers, 289 p.

POLIDORI L. (1995): Réflexions sur la qualité des Modèles Numériques de Terrain. *Bulletin SFPT*, Vol. 139.

POWELL J.W. (1875): Exploration of the Colorado River of the west (1869-72): Washington, D.C., Smithsonian Institute.

PRITCHARD M. E. & SIMONS M. (2004): An InSAR-based survey of volcanic deformation in the central Andes. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, Vol. 5, N° 2, Q02002, doi:10.1029/2003GC000610.

PROISY C. (1999): Apport des données radar à synthèse d'ouverture pour l'étude de la dynamique des écosystèmes forestiers. Thèse de doctorat en Télédétection Spatiale de la Biosphère Continentale, Univ. Paul Sabatier, Toulouse III. 103p.

PUBELLIER M., DEFFONTAINES B., QUEBRAL R., RANGIN C. (1994): Drainage network analysis and tectonics of Mindanao,

southern Philippines. *Geomorphology*, Vol. 9, Issue 4, pp. 325-342.

PUECH C. (1993): Détermination des états de surfaces par télédétection pour caractériser les écoulements des petits bassins versants. Application à des bassins en zone méditerranéenne et en zone tropicale sèche. Thèse de doctorat en Mécanique, Univ. Joseph-Fourier, Grenoble I. 213 p.

PRUD'HOMME R. (1972): Analyse morphostructurale appliqué à l'Aquitaine occidentale et au golfe de Gascogne. Définition d'une méthodologie cartographique interprétative. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Bordeaux I., 365 p.

R

RABIA M.C. (1998): Système d'Informations Géo-Scientifiques et Télédétection multi-capteurs : Application à une étude multi-thème de la Jeffara orientale. Thèse de doctorat en géologie, Univ. Tunis II, Faculté des Sciences de Tunis. 320p.

RABIA M.C. & ZARGOUNI F. (1990): Cartographie du couvert sédimentaire dans le chott Jerid et ses environs (Sud tunisien) par télédétection. Télédétection et sécheresse. Éd. AUPELF-UREF. John Libbey Eurotext. Paris, pp. 253-263.

RABUS B., EINEDER M., ROTH A., BAMLER R. (2003): The shuttle radar topography mission—a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, Vol. 57, pp. 241-262.

RACHIDI M. (1983): Contribution à la connaissance de la matière organique associée à certaines séries phosphatées. Thèse de Doctorat de spécialité, Université d'Orléans. France.

RACLOT D. (2003): Méthodologie d'exploitation quantitative des photographies aériennes d'inondation de plaine, Thèse de doctorat, spécialité Sciences de l'eau, Montpellier II : Sciences et techniques du Languedoc, UMR structure et systèmes spatiaux, Cemagref-ENGREF, 284 p.

RAMSAY J. G. & HUBER M. I. (1987): The Techniques of Modern Structural Geology: Vol. 2: folds and fractures. Academic Press Limited, London.

RANVIER F. (2004): Modélisation numérique des mouvements de flanc de l'Etna (Sicile, Italie) mis en évidence par interférométrie radar. Thèse de doctorat en volcanologie, Univ. BLAISE PASCAL, 288p.

RAUCOULES D., LE MOUELIC S., CARNEC C., MAISONS C., KING C. (2002): Urban subsidence in the city of Prato (Italy) monitored by radar satellite radar interferometry. *International Journal of Remote Sensing*, vol 24, n°4, pp. 891-897.

RAYLEIGH L. (1945): The theory of sound. New York : Dover. (Originally published in 1877).

RAYLEIGH L. (1907): On the dynamical theory of gratings," *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical and Physical Character*, vol. 79, pp. 399-416.

REDDY C. D., EL-FIKY G., KATO T., SHIMADA S. & KUMAR K. V. (2000): Crustal strain field in the Deccan trap region, western India, derived from GPS measurements, *Earth Planets Space*, Vol. 52, pp. 965-969.

REBAI N. (1992): Traitement de la campagne européenne de VLBI mobile 1989 ; Contribution à un nouveau réseau géodésique de surveillance géodynamique Europe - Afrique au niveau de la Méditerranée occidentale. Thèse de doctorat en astronomie fondamentale, mécanique céleste et géodésie. Institut géographique National ; 190p.

REBAI N. (2007): Strategy to establish a Tunisian permanent stations GPS/ENIT network of geodynamic monitoring. METIS GNSS Regional Plan 6th & 7th November 2007, Cairo-Egypt.

REBAI N., SLAMA T., TURKI M.M. (2007): Evaluation de différentes méthodes d'interpolation spatiale pour la production d'un MNT à partir des données topographiques dans un SIG. *Revue XYZ*, N° 110, pp.23-33.

REDDY G.P.O., MAJI A.K., GAJBHIYE K.S. (2004): Drainage morphometry and its influence on landform characteristics in a basaltic terrain, Central India - a remote sensing and GIS approach. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, Vol. 6, pp. 1-16.

REES W. G. (2001): Physical Principles of Remote Sensing. Second edition, Cambridge University Press, 369p.

REGAYA K., LAATAR S. & CHAOUACHI A. (1991): Carte géologique de Metlaoui à l'échelle du 1/100 000. Feuille N° 65. Les levés géologiques ont été effectués de 1985 à 1989. Carte publiée par le Service Géologique de la Tunisie (l'Office National des Mines).

REID H.F. (1910): The Mechanics of the Earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906. Report of the State Investigation Commission, Vol.2, Carnegie Institution of Washington, Washington, D.C.

REILINGER R. E., ERGINTAV S., BURGMANN R., MCCLUSKY S., LENK O., BARKA A., GURKAN O., HEARN E., FEIGL K. L., CAKMAK R., AKTUG B., OZENER H., TOKSOZ M. N. (2000): Coseismic and postseismic fault slip for the 17 August 1999, M = 7.5, Izmit, Turkey earthquake. Science, Vol. 289, pp. 1519-1524.

RIAZANOFF S. (2004): Introduction à l'imagerie Radar d'Observation de la Terre, Cours, Univ. Marne-la-Vallée, Institut Gaspard Monge.

RIAZANOFF S., CERVELLE B., CHOROWICZ J. (1988): Ridge and valley line extraction from digital terrain models. International Journal of Remote Sensing, 1366-5901, Vol. 9, Issue 6, pp. 1175 - 1183.

RICHTER C.F. (1935): An instrumental earthquake-magnitude scale: Bulletin of the Seismological Society of America, v. 25, pp. 1-32.

RIEDEL W. (1929): zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen, Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie Abh.B, pp. 354-368.

RILEY S.J., DEGLORIA S.D. & ELLIOT R. (1999): A terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity. Intermountain Journal of Sciences, Vol. 5, pp.1-4.

ROBIN N. (2000): Analyse du risque d'inondation à partir de données satellitaires SPOT - Application à la crue de la seille en mars 1999, Rapport, ENGEES - ULP Strasbourg-Cemagref, Strasbourg, 97 p.

ROGNANT L. (2000): Triangulation Contrainte de Delaunay : Application à la représentation de MNT et à la fusion de MNT radar, Thèse de doctorat en Mathématiques appliquées, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 462p.

ROSEN P.A., HENSLEY S., JOUGHIN I.R., LI F.K., MADSEN S.N., RODRIGUEZ E. & GOLDSTEIN R.M. (2000): Synthetic aperture radar interferometry, Proceedings of the IEEE 88 (3), pp. 333-382.

ROSENAU M.R. (2004): Tectonics of the southern Andean. Intra-arc zone (38° - 42°S). Ph.D Thesis, Frei Universität Berlin, 160 p.

ROTHER J.P. (1983): La sismicité de la France de 1971 à 1977. Observations sismologiques, Sismicité de la France entre 1971 et 1977. Publié par le Bureau Central Sismologique Français avec le concours de l'Institut National d'Astronomie et de Géophysique. pp.5-13.

ROTHER J.P. (1969): La sismicité du globe, 1953 -1965. Rapport UNESCO, 336p.

ROUDAIRE E. (1977): Rapport sur la mission des Chotts ; études relatives au projet de mer intérieure. Arch. Missions sc. et litt., Impr. Nat., 3e série, IV, carte.

ROUSSEAU F. (2006): Caractérisation d'erreurs sur un modèle numérique de terrain en fonction de zones morphologiques. Bulletin d'information scientifique et technique de l'IGN n° 75, pp.95-100.

ROUVIER H. (1977): Géologie de l'extrême-nord tunisien: tectoniques et paléogéographies superposées B l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine. Thèse Sci. Univ. Pans VI.

RUSSO P. & RUSSO L. (1934): Le grand accident sud-atlasique. Bull. Soc. Géol. Fr., 5^{ème} série, tome 4, pp. 375-384.

RYBACHEK S. T. (1995): Radio wave propagation from antennae at satellite altitudes into the Earth-ionosphere waveguide. Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics ; Vol. 57, Issue 3, pp. 303-309.

S

SABINS F. (1997): Remote Sensing Principles and Interpretation. W.H. Freeman Company, 494p.

SAÏD A. (2011): Tectonique active de l'Atlas Sud Tunisien: approche structurale et morphotectonique. Thèse doctorat en Sciences de la Terre, Univ. Toulouse III - Paul Sabatier, 228 p.

SAÏD A., CHARDONA D., BABY P. & OUALI J. (2011): Active oblique ramp faulting

in the Southern Tunisian Atlas. Tectonophysics, Vol. 499, pp. 178-189.

SALEY M. B., KOUAME F. K., PENVEN M.J., BIEMI J. et KOUADIO H.B. (2005): Cartographie des zones à risque d'inondation dans la région semi-montagneuse à l'ouest de la côte d'ivoire : apports des MNA et de l'imagerie satellitaire. Télédétection, Vol.5, N° 1-2-3, pp. 53-67.

SANDSTROM M.W. (1982): Organic Geochemistry of Phosphorites and Associated Sediments. PhD Thesis, Australian National University, Canberra.

SAPPINGTON J.M., LONGSHORE K.M. & THOMPSON D.B. (2005): Quantifying Landscape Ruggedness for Animal Habitat Analysis: A Case Study Using Bighorn Sheep in the Mojave Desert. The Journal of Wildlife Management, Vol. 71(5), pp. 1419-1426.

SARMA J.N. & PHUKAN M.K. (2004): Origin and some geomorphological changes of Majuli Island of the Brahmaputra River in Assam, India. Geomorphology, Vol.60, pp. 1-19.

SASSI S. (1974): la sédimentation phosphatée au Paléocène dans le sud et le centre ouest de la Tunisie. Thèse de doctorat Es-Sciences c, Univ. Paris Sud, 292p.

SAVAGE J. C., SVARC J. L., PRESCOTT W. H. (2003): Near-field postseismic deformation associated with the 1992 Landers and 1999 Hector Mine, California, earthquakes. J. Geophys. Res, Vol. 108, doi :10.1029/2002JB002330.

SCANVIC J. Y. (1985) : Utilisation de la Télédétection dans les Sciences de la Terre. BRGM ed., N°7, 159p.

SCHARROO R. & VISSER P. (1998): Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites. Journal of Geophysical research, Vol. 103, pp. 8113-8127.

SCHOLZ C. H. (2002): The Mechanics of Earthquakes and Faulting. 2nd ed., Cambridge University Press, Cambridge, U.K. and New York.

SELLA G. F., DIXON T. H. & MAO A. (2002): REVEL: A Model for Recent Plate Velocities from Space. Journal of Geophysical Research, Vol. 107, N° B4, 2081, 10.1029/2000JB000033.

SERPELLONI E., VANNUCCI G., PONDRELLI S., ARGNANI A., CASULA G., ANZIDEI M., BALDI P. ET GASPERINI P.

(2007): Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanism and GPS data. Geophysical Journal International, Vol.169, pp. 1180-1200.

SGAVETTI M., POMPILIO L., ROVERI M., MANZI V., VALENTINO G.M., LUGLI S., CARLI C., AMICI S., MARCHESE F., LACAVA T. (2009) :Two geologic systems providing terrestrial analogues for the exploration of sulfate deposits on Mars: Initial spectral characterization. Planetary and Space Science, Vol. 57, pp. 614-627.

SHAFRI H.Z.M., SUHAILI A. & MANSOR S. (2007): The Performance of Maximum Likelihood, Spectral Angle Mapper, Neural Network and Decision Tree Classifiers in Hyperspectral Image Analysis. Journal of Computer Science, Vol.3 (6), pp 419-423.

SIBIRTSEV N. M. (1951): Pochvovedeniye. Izbrannyye sochieniya (Soil science. Selected works). Vol. 1. Moscow, Izd. AN SSSR, 429 p.

SILENÝ J. & MILEV A. (2008): Source mechanism of mining induced seismic events - Resolution of double couple and non double couple models. Tectonophysics, Vol. 456, pp. 3-15.

SIMONS W., SOCQUET A., VIGNY C., AMBROSIUS B., HAJI ABU S., PROMTHONG C., SUBARYA C., SARSITO D.A., MATHEUSSEN S., MORGAN P. & SPAKMAN W. (2007): A decade of GPS in SE Asia: Resolving Sundaland Motion and Boundaries. Journal of Geophysical research, Vol.112, B06420, doi: 10.1029/ 2005JB003868R.

SKIDMORE A. (1989): A comparison of techniques for calculating gradient and aspect from a gridded digital elevation model. International Journal of Geographical Information Systems, Vol. 3, pp. 323-334.

SLAMA T. (2008): Conception orienté objet d'un SIG pour l'analyse quantitative morpho-structurale et morpho-néotectonique (tectonique active) de la partie nord-est de la zone des diapirs, Tunisie septentrionale, méthode numérique et applications. Thèse de doctorat en géologie, Univ. Tunis El Manar, Faculté des Sciences de Tunis. 476p.

SLAYMAKER O. (2001): The role of remote sensing in geomorphology and terrain analysis in the Canadian Cordillera. JAG, Vol. 3, Issue 1, pp. 11-17.

SLIMANE F., RABIA M.C., ZARAÏ N. & BEN YOUSSEF M. (1991): Carte géologique de Gafsa à l'échelle du 1/100 000. Feuille N° 66. Les levés géologiques ont été effectués de 1985 à 1989. Carte publiée par le Service Géologique de la Tunisie (l'Office National des Mines).

SMALL D. (1998): Generation of Digital Elevation Models through Spaceborne SAR Interferometry. Thèse en télédétection, Univ. Zurich, Département de Géographie. 130 p.

SMITH M.J. & CLARK C.D. (2005): Methods for the visualization of digital elevation model for landform mapping. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(7), pp. 885-900.

SMITH S. M. (1996): Flexible filter neighbourhood designation, *Proceedings of 13th Int. Conf. On Pattern Recognition*, Vol. 1, pp. 206-212.

SMITH W. H. F. & SANDWELL D. T. (1997): Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, *Science*, Vol. 277(5334), pp. 1956-1962.

SOWTER A. & GROOF H. (1992): Co-registration and phase unwrapping techniques. ERS-1 Fringe SAR Interferometry Working Group: 1st Meeting, ESA (European Space Agency), Italy, juillet 1992.

SPEIGHT J.G. (1974): A parametric approach to land form region. *Special publication Institute of British Geographers*, Vol. 7, pp. 213-230.

STICH D., MARTÍN R. & MORALES J. (2010): Moment tensor inversion for Iberia-Maghreb earthquakes 2005-2008. *Tectonophysics*, Vol. 483, Issues 3-4, pp. 390-398.

STRAHLER A. (1952): Hypsometric (area-altitude curve) analysis of erosional topography, *Geological Society of America Bulletin* 63, pp. 1117-1141.

SWEZEY C. S. (1996): Structural controls on Quaternary depocentres within the Chotts Trough region of southern Tunisia. *Journal of African Earth Science*, Vol. 22, No. 3, pp.335-347.

SZELIGA W., MELBOURNE T., SANTILLAN M., & MILLER M. (2008): GPS constraints on 34 slow slip events within the Cascadia subduction zone, 1997-2005, *Journal of Geophysical research*. Vol.113, B04404, doi:10.1029/2007JB004948.

TAHAYT A. (2008) : Apport des mesures de la géodésie spatiale dans l'étude des déformations tectoniques actuelles dans la Méditerranée occidentale. Thèse doctorat en cotutelle de géologie ; Université Abdelmalek Essaâdi, Tétouan ; Université Paul Sabatier, Toulouse. 231p.

TAKASHI O., TATSUTO A. & NOBUHISA M. (2003): Identification of an active fault in the Japanese Alps from DEM-based hill shading. *Computers & Geosciences*, Vol. 29, Issue 7, pp.885-891.

TAPPONNIER P. & MOLNAR P. (1979): Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions. *Journal of Geophysical research*, Vol. 84, N°. B7, pp. 3425-3459.

TATEM A.J., NOOR A.M. & HAY S.I. (2005): Assessing the accuracy of satellite derived global and national urban maps in Kenya. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 96, Issue 1, pp. 87-97.

TAUD H. & PARROT J.F. (2005): Measurement of DEM roughness using the local fractal dimension. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, n° 4, pp. 327-338.

TAVERNIER G., GRANIER J.P., JAYLES C. & SENGES P. (2003): DORIS, New DIODE navigation and beacon network developments, *AVISO Newsletter*, Vol.9, pp. 15-16.

TAYLOR S.R. (1994): False alarms and mine seismicity: An example from the Gentry Mountain mining region, Utah. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, pp. 350-358.

THOLATH J. & RADHAKRISHNAN V. (1999): Three-dimensional filtering of engineering surfaces using envelope system / *Precision Engineering*, vol. 23, pp. 221-228.

TOMÁS R., MÁRQUEZ Y., LOPEZ-SANCHEZ J. M., DELGADO J., BLANCO P., MALLORQUÍ J. J., MARTÍNEZ M., HERRERA G. & MULAS J. (2005): Mapping ground subsidence induced by aquifer overexploitation using advanced Differential SAR Interferometry: Vega Media of the Segura River (SE Spain) case study. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 98, Issues 2-3, pp. 269-283.

TOMÁS R., HERRERA G., DELGADO J., LOPEZ-SANCHEZ J.M., MALLORQUÍ J.J. & MULAS J. (2010): A ground subsidence study based on DInSAR data: Calibration of soil

parameters and subsidence prediction in Murcia City (Spain). *Engineering Geology*, Vol. 111, Issues 1-4, pp. 19-30.

TONARINI S., LEEMAN W. P., ET FERRARA G. (2001): Boron isotopic variations in lavas of the Aeolian volcanic arc, South Italy, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 110, 1-2, pp. 155-170.

THOMSON A.R., MORAN J.M., SWENSON JR G.W. (1986) : interferometry and synthesis in radio-astronomy, John Wiley and sons.

TREBOSEN H. (2002): Apport des images RADAR à Synthèse d'Ouverture à la cartographie marine. Thèse de doctorat en Sciences de l'Information Géographique, Univ. Marne la Vallée, 172 p.

TRUA T., SERRI G., MARANI M.P. (2003): Lateral flow of African mantle below the nearby Tyrrhenian plate: geochemical evidence. *Terra Nova*, Vol.15, pp. 433-440.

TSUI J. B.-Y. (2000): Fundamentals of Global Positioning System Receivers: A Software Approach, ISBN 0-471-38154-3, 255p.

TUCKER G.E., CATANI F., RINALDO A. & BRAS R.L. (2001): Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. *Geomorphology*, Vol. 36, Issues 3-4, pp. 187-202.

TURKI M.M. (1984): L'Ousselat - Bou Dabouss: un exemple de bassin subsident Sénonien supérieur - Eocène inférieur. Implication sur la notion d'« axe Nord-Sud » (Atlas tunisien). 10ème RAST Bordeaux, p. 529.

TURKI M.M. (1985): polycinématique et contrôle sédimentaire associé sur la cicatrice Zaghouan-Nebhana. Thèse de doctorat d'état en sciences géologiques, 252p.

V

VAN DER HOEVE A.G.A.N, MOCANU V., SPAKMAN W., NUTTO M., NUCKELT A., MATENCO L., MUNTEANU L., MARCU C., AMBROSIUS B.A.C. (2005): Observation of present-day tectonic motions in the Southeastern Carpathians: Results of the ISES/CRC-461 GPS measurements. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 239, Issues 3-4, pp.177-184.

VAN DER MEER F., VASQUEZ-TORRES M. & VAN DIJK P.M. (1997): Spectral Characterization of Ophiolite Lithologies in the Troodos Ophiolite Complex of Cyprus and its

Potential in Prospecting for Massive Sulphide Deposits. *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 18, N°.6, pp. 1245-1257.

VAN EDE R. (2004): Destriping and Geometric Correction of an ASTER Level 1A Image. Cour, Cour, Utrecht University, Faculty of GeoSciences, 36p.

VELTRI M., VELTRI P., MAIOLO M. (1996): On the fractal dimension of natural channel network. *Journal of Hydrology*, vol. 187, pp. 137-144.

VAUGLIN F. (1997): Modèles statistiques des imprécisions géométriques des objets géographiques linéaires. Thèse en Sciences de l'Information Géographique, Université de Marne-la-Vallée, 286 p.

VILA J.M. (1980): La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisien. Thèse es-Sciences, Université Paris VI, 665 p.

VINE F.J. & MATTHEWS D.H. (1963): Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, Vol.199, N° 4897, pp.947-949.

VINE F.J. & TUZO WILSON J. (1965): Magnetic Anomalies over a Young Oceanic Ridge off Vancouver Island. *Science*, New Series, Vol. 150, N°. 3695, pp. 485-489.

VENTURA G. & VILARDO G. (2008): Emplacement mechanism of gravity flows inferred from high resolution Lidar data: The 1944 Somma-Vesuvius lava flow (Italy). *Geomorphology* 95, pp. 223-235.

VOLLAND H. (1962): The propagation of plane electromagnetic waves in a horizontally stratified ionosphere. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* ; Vol. 24, Issue 10, pp. 853-856.

VVEDENSKAYA A. V. (1956): The determination of displacement field by means of dislocation theory. *Bull. Acad. Sci. USSR/ Geophys. Ser.*, Hannover, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, vol. 3, no. 1, pp. 277-284.

W

WALCOTT R., SUMMERFIELD M. (2008): Scale dependence of hypsometric integrals: an analysis of southeast African basins. *Geomorphology*, Vol. 96, pp. 174-186.

WALLACE R.E. (1975): The San Andreas fault in the Carrizo plain-Tremblor Rang region, California. In *San Andreas fault in Southern*

California: a guide to San Andreas fault from Mexico to Carrizo plain, Crowell J.C. edit., California Div. of Mines and Geol., special report, Vol. 118, pp. 241-250.

WALLACE R.E. (1990): Geomorphic expression. In the San Andreas fault System, California, Wallace R.E. edit., U.SGS, prof. Paper 1515, chapter 2, pp. 15-60.

WANG J.A., SHANG X.C. & MA H.T. (2008): Investigation of catastrophic ground collapse in Xingtai gypsum mines in China. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences, Vol. 45, Issue 8, pp. 1480-1499.

WANG B. C. (2008): Digital Signal Processing Techniques and Applications in Radar Image Processing. A JOHN WILEY & SONS, INC., PUBLICATION. 368p.

WATSON K. M., BOCK Y. & SANDWELL D. T. (2002): Satellite interferometric observations of displacements associated with seasonal groundwater in the Los Angeles basin. Journal of Geophysical research, Vol. 107, B4.

WECHSLER N., ROCKWELL T.K. & BEN-ZION Y. (2009): Application of high resolution DEM data to detect rock damage from geomorphic signals along the central San Jacinto Fault. Geomorphology, Vol. 113, Issues 1-2, pp. 82-96.

WEGENER A. (1929): La Genèse des continents et des océans, trad. LERNER A., Bourgeois Épistémè, 1990. Traduction de la 4^{ème} édition.

WEHR A. & LOHR U. (1999): Airborne laser scanning—an introduction and overview. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing, Vol. 54, pp. 68-82.

WEGMÜLLER U., SANTORO M., WERNER C., STROZZI T., WIESMANN A. & LENGERT W. (2009): DEM generation using ERS-ENVISAT interferometry. Journal of Applied Geophysics, Vol. 69, Issue 1, pp. 51-58.

WEIBEL R. & HELLER M. (1991): Chapter 19: Digital Terrain Modeling. In Goodchild, M.F. and D. Rhind (eds.), Geographic Information Systems, Principles and Applications. New York: Taylor and Francis.

WHITE K., WALDEN J., DRAKE N. & ECKARDT F. (1997): Mapping the Iron Oxide Content of Dune Sands, Namib Sand Sea, Namibia, Using LANDSAT Thematic Mapper

Data, Remote Sensing of Environment 62, pp. 30-39.

WHYATT J.K. & VARLEY F.D. (2008): Catastrophic Failures of Underground Evaporite Mines. Proceedings of the 27th International Conference on Ground Control in Mining, July 29- July 31, 2008. West Virginia University, pp. 113-122.

WILSON J. P. & GALLANT J.C. (2000): Terrain Analysis: Principles and Applications. Publié par: John Wiley and Sons, New York. 479 p.

WISE S.M. (1998): The effect of GIS interpolation errors on the use of digital terrain models in geomorphology. In: Landform Monitoring, Modelling and Analysis, edited by S.N. Lane, K.S. Richards & J.H. Chandler, Wiley & Sons, pp. 139-164.

WOOD J.D. (1996): The geomorphological characterisation of digital elevation models PhD Thesis, University of Leicester, 185 p.

WU Y., MAÎTRE H. (1990): Registration of a SPOT Image and a SAR Image Using Multiresolution Representation of a Coastline. IEEE, pp. 913-917.

X

XIE Z., LIU Z., JONES J. W., HIGER A. L., TELIS P. A. (2011): Landscape unit based digital elevation model development for the freshwater wetlands within the Arthur C. Marshall Loxahatchee National Wildlife Refuge, Southeastern Florida. Applied Geography, Vol. 31, Issue 2, pp. 401- 412.

Y

YANG C., ZHANG Q., ZHAO C., JI L., ZHU W. (2010): Monitoring mine collapse by D-InSAR. Mining Science and Technology, Vol. 20, pp. 696-700.

Z

ZAKAREVIČIUS A., ŠLIAUPA S., ŠLIAUPIENĖ R., STANIONIS A. & GRALA M. (2010): Recent earth's crust deformations from Lithuania derived from geodetic measurements. The 10th International

conference: modern building materials, structures and techniques ; pp. 1181- 1185.

ZARGOUNI F. (1985): Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie: évolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement. Thèse Sciences naturelles, Univ. LOUIS PASTEUR, 293p.

ZARGOUNI F. & TREMOLIERES P. (1985): Déformations tectoniques postérieures aux dépôts de la série du Segui (Plio-Villafranchien) dans l'Atlas méridional tunisien. Actes 1st Natl. Congr. Earth Sciences Tunis, 1, pp. 531-543.

ZEBKER H.A. & VILLASENOR J. (1992): Decorrelation in interferometric radar echoes, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 30, Issue 5, pp. 950-959.

ZEVENBERGEN L.W., THORNE C.R. (1987): Quantitative analysis of land surface topography. Earth Surface Processes and Landforms. Vol. 12, pp.12-56.

ZGHAL I. (1994): Etude micro-biostratigraphique du Crétacé inférieur de la Tunisie du centre ouest (région de Kasserine-Sbeitla et de Tajerouine). Thèse de doctorat en géologie, Univ. Tunis II, 156p.

ZHOU Q., LEES B. ET TANG G. (2008): Advances in Digital Terrain Analysis. Lecture Notes in Geoinformation and Cartography. Springer, 472 p.

ZOBACK M. L. (2006): The 1906 earthquake and a century of progress in understanding earthquakes and their hazards. GSA Today ; Vol. 16, N° 4/5, doi: 10.1130/GSAT01604.1. pp. 4-11.

ZOUARI H., OULED GHRIB A. & BEN OUEZDOU H. (1991): Carte géologique d' El Ayacha à l'échelle du 1/100 000. Feuille N° 67. Les levés géologiques ont été effectués de 1985 à 1989. Carte publiée par le Service Géologique de la Tunisie (l'Office National des Mines).

ZOUARI H., TURKI M.M. & DELTEIL J. (1990): Nouvelles données sur l'évolution tectonique de la chaîne de Gafsa. Bull. Soc. Géol. Fr. 8 VI, pp. 621-629.

ZOUARI H. (1995): Evolution géodynamique de l'Atlas centro-méridional de la Tunisie : stratigraphie, analyse géométrique, cinématique et tectono-sédimentaire. Thèse de doctorat d'état en sciences géologiques, 277p.

ZUMBERGE J., HEFLIN M., JEFFERSON D., WATKINS M. & WEBB F.

(1997): Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. J. Geophys. Res. Vol. 102, pp. 5005-5017.

ANNEXES

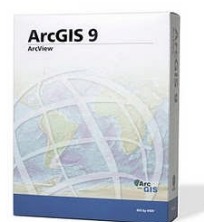
ANNEXE 1 : Les conventions de représentation des mécanismes focaux

Trois manières permettent la représentation des mécanismes focaux :

- ◆ Suivant la convention « *Aki and Richards* » : Le fichier de base contient la longitude, la latitude du séisme, la profondeur (Km), strike1, dip1, rake (°), la magnitude, la position de la sphère focale et enfin le texte qui sera écrit sur la sphère focale
- ◆ Suivant la convention « *Harvard CMT* ». Le fichier de base contient la longitude, la latitude du séisme, la profondeur, strike1, dip1, slip1, strike2, dip2, slip2 ; le moment sismique et l'exposant (où par défaut la magnitude est 0.0), la position de la sphère focale et enfin le texte qui sera écrit sur la sphère focale.
- ◆ La méthode de tenseur du moment sismique : convention « *Harvard CMT, avec zéro trace* »: Le fichier de base contient la longitude, la latitude du séisme, la profondeur, mrr, mtt, mff, mrt, mrf, mtf, l'exposant, la position de la sphère focale et enfin le texte qui sera écrit sur la sphère focale.

ANNEXE 2 : Logiciels utilisés

◆ "ArcGis 9.x": Réalisation des cartes et exploitation des différentes fonctionnalités des SIG (analyse spatial, requête, géo-traitement, etc.)



◆ "Surfer 8": calcul des cartes enveloppes et sous enveloppes à partir du MNT.



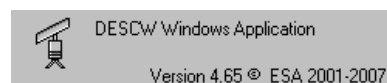
◆ "BLUE MARBRE Geographics": compile de trois logiciels (Geographic transformer, The Geographic Calculator, Geographics translator) qui ont servis à naviguer entre les différents systèmes de projection.



◆ "EoliSA" : Sélection des images radar

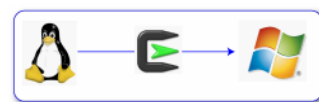


◆ "DESCW" : Sélection des images radar



◆ "Basic Envisat SAR Toolbox" (BEST): est une collection d'outils exécutables de logiciel qui a été développée pour faciliter l'utilisation des données d'ESA SAR. Le but de la boîte à outils n'est pas reproduire les paquets commerciaux existants, mais de les compléter avec des fonctions consacrées à la manutention des produits de SAR obtenus à partir de l'ASAR (Advanced Synthetic Aperture Radar) à bord d'Envisat et des instruments de SAR (Synthetic Aperture Radar) à bord d'ERS 1 et 2.

◆ "Cygwin": une collection de logiciels libres à l'origine développés par Cygnus Solutions, tente de créer un environnement Unix sous Windows, rendant possible l'exécution de ces logiciels après une simple compilation (<http://cygwin.com/>).



◆ "Envi 4.5" : traitement des images satellitaires, analyse et calcul du MNT et de ses produits dérivé, aussi il est utilisé comme plateforme pour SarScape.



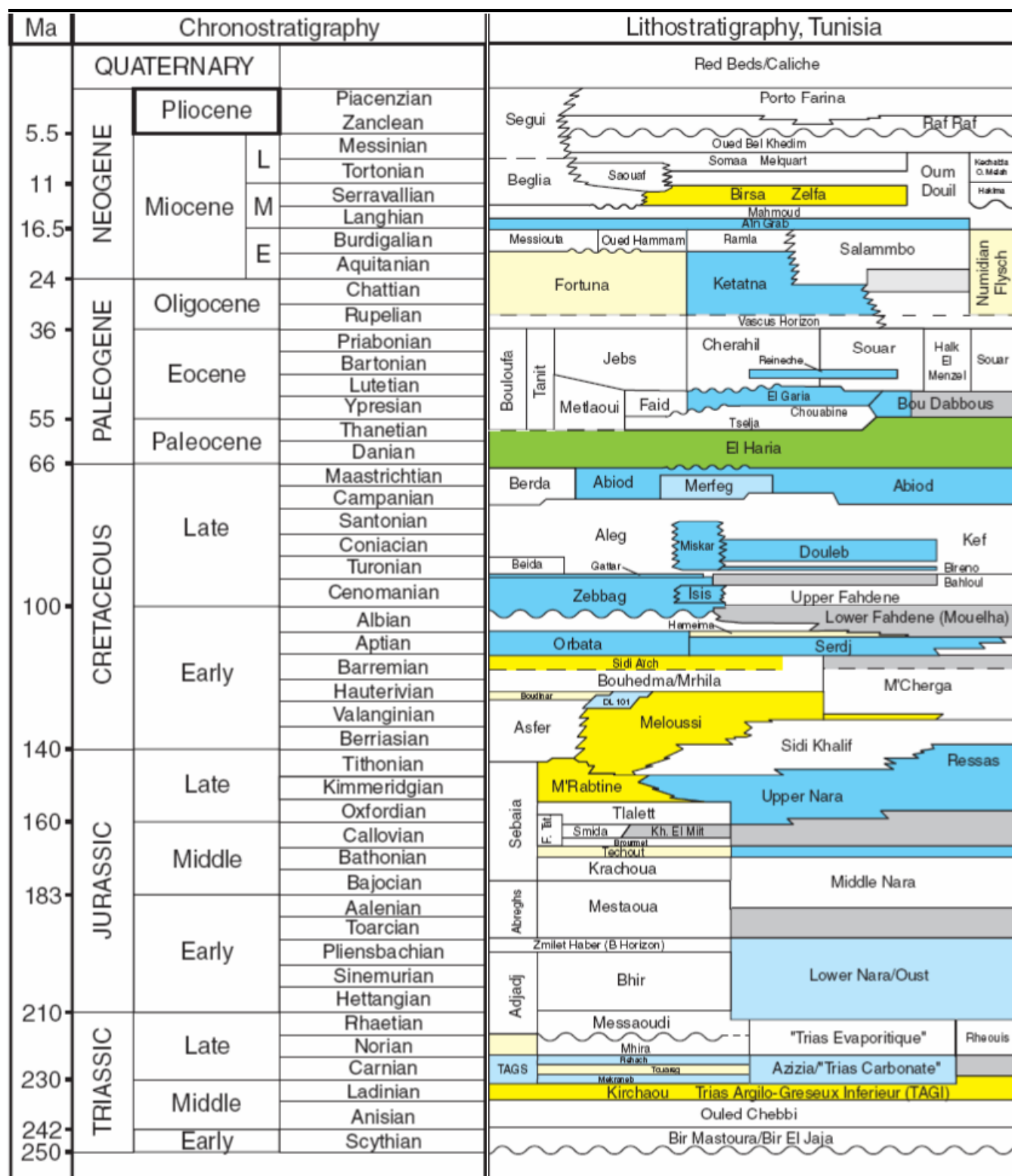
◆ "Le Generic mapping tools" (GMT): est une collection de logiciels à code source libre « open source » contenant plus de 60 outils pour manipuler l'ensemble de données géographiques et cartésiennes et produire des illustrations et des cartes. Le GMT est développé et maintenu par Paul Wessel et Walter H.F. Smith avec la collaboration d'un ensemble de volontaires, et il est soutenu par la Fondation Nationale des Sciences (NSF).



◆ "Orbito": est un logiciel d'initiation à l'orbitographie qui offre la possibilité de représenter dans un référentiel terrestre la trace au sol de satellites.



ANNEXE 3 : Les formations géologiques de la Tunisie



ANNEXE 4 : Fiches techniques des radars utilisés

Le satellite ERS-1	<p>Fonctionne à une altitude de 780 km, en orbite polaire, avec une fréquence de passage autour de la Terre toutes les 100 minutes. En 3 jours, il peut couvrir la planète entière. Le volume de données produites par ERS-1 est énorme: plus d'un million de bits par seconde juste en provenance des sondes dites "à débit binaire bas" et 100 millions de bits par seconde à partir du Radar à Synthèse d'Ouverture (SAR). Les bases de données issues des sondes "à débit binaire bas" sont stockées à bord et transférées lorsque le satellite passe au-dessus de trois stations spécifiques au sol. Les données du SAR sont transmises en temps réel.</p> <p>Le satellite ERS-1 lancé le 17 juillet 1991, effectue sa révolution sur une orbite solaire-synchrone à une altitude de 180 km. Le satellite a 3 modes d'opérations fonctionnant selon une révolution récurrente de 35 jours en standard, de 3 jours et de 176 jours.</p> <p>L'objectif du premier satellite européen de télédétection est d'augmenter sensiblement la quantité et la qualité des données scientifiques au sujet de la Terre et de son environnement. Initialement d'intérêt scientifique, les projets développés utilisant des données d'ERS ont démontré que des applications pratiques et également viables commercialement sont possibles aujourd'hui. De la surveillance des récoltes, de la déforestation tropicale et des inondations sur les continents, à la détection des nappes d'huile, des relations mer-glace et des conditions atmosphériques sur les océans, ERS-1 a fourni une richesse d'information qui est utilisée de manière pratique.</p>
Le satellite ERS-2	<p>Lancé le 21 Avril 1995, effectue sa révolution toutes les 100 minutes à une altitude de 785 km sur une orbite passant au-dessus des pôles Nord et Sud. Comme l'orbite elle-même est fixe, la Terre tourne en fait au-dessous du satellite autour de son propre axe, ce qui signifie que ses instruments balayent la surface et l'atmosphère de la Terre dans des "bandes". De cette façon il faut à ERS-2 trois jours et 43 orbites pour observer la planète entière. L'imagerie radar exige cependant plus de temps pour le faire: 35 jours ou 501 orbites,-dû-à-sa-résolution-plus-élevée-et-aux-bandes-plus-étroites.</p> <p>Le traitement et la distribution des données d'ERS a lieu en deux étapes. Une partie des données est encore traitée sur place dans les stations au sol et seulement transmise après aux utilisateurs par satellite ou par le réseau informatique. Le résultat est que les données sur le vent et les vagues arrivent dans les centres d'études météorologiques dans le monde endéans les 3 heures qui suivent l'observation. Les images SAR peuvent être fournies aux utilisateurs à partir de certaines stations au sol en moins d'une heure, avec une certaine perte de résolution cependant. Les images à haute résolution sont disponibles en Europe dans un délai-de-24-heures.</p>

ANNEXE 5 : Technique de l'exploitation de profil sismique

L'analyse d'un profil sismique passe par un calage des horizons sismiques recoupant un puits pétrolier. Le calage s'effectue à travers le log Sonic ou PSV de vitesse-densité de la colonne lithologique, datée au niveau de ce puits. Une fois ce calage effectué, les horizons sont suivis et corrélés sur l'ensemble de la maille sismique des profils (Bedir, 1995).

La corrélation des horizons sismiques se fait au niveau des points d'intersections entre les profils sismiques (Figure 218). Au cours de cette corrélation, s'accomplit le traçage des failles, discontinuité de l'amplitude sismique, affectant les horizons sismiques (Bedir, 1995). En surface, il ne reste que d'effectuer les observations sur le terrain qui peuvent faciliter l'interprétation des résultats de sub-surface.

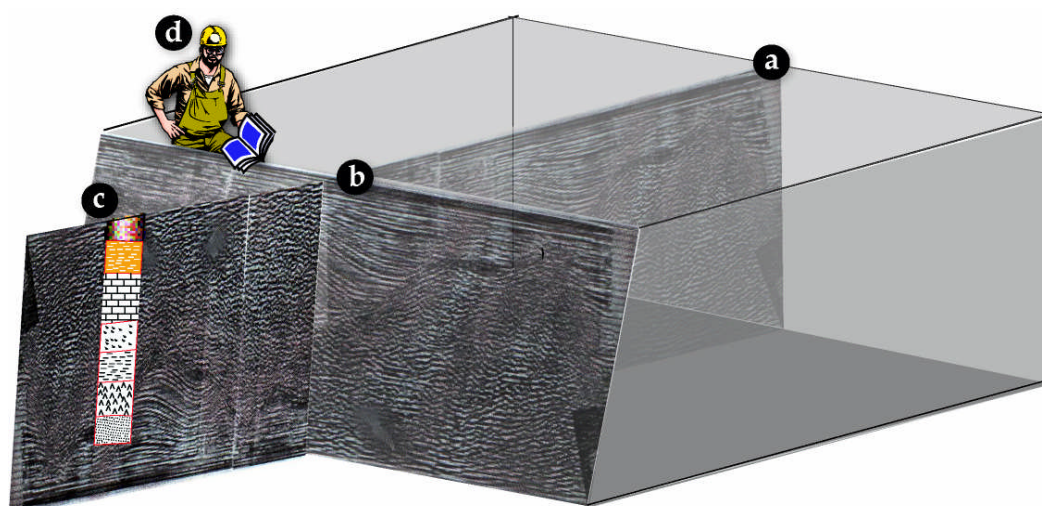
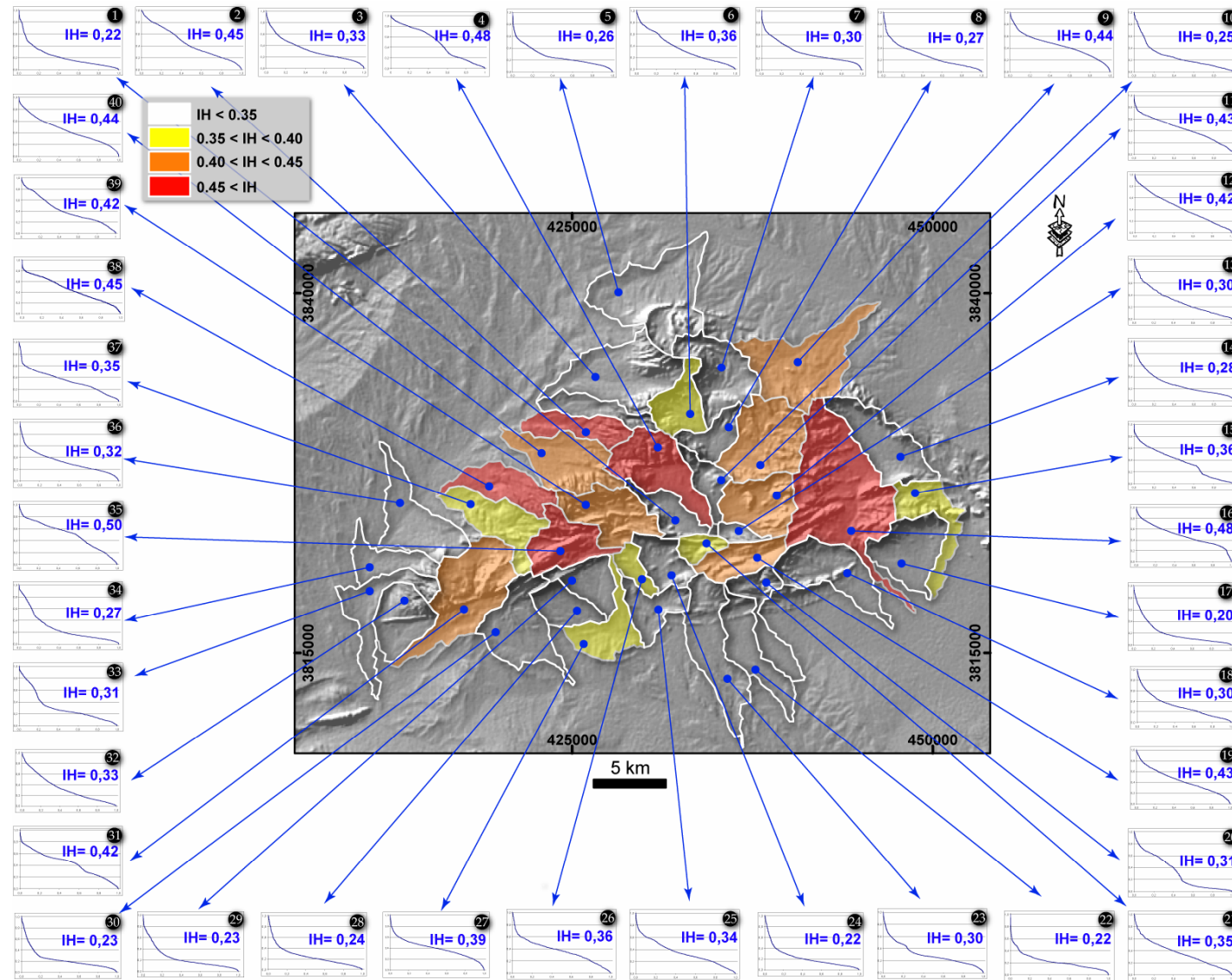


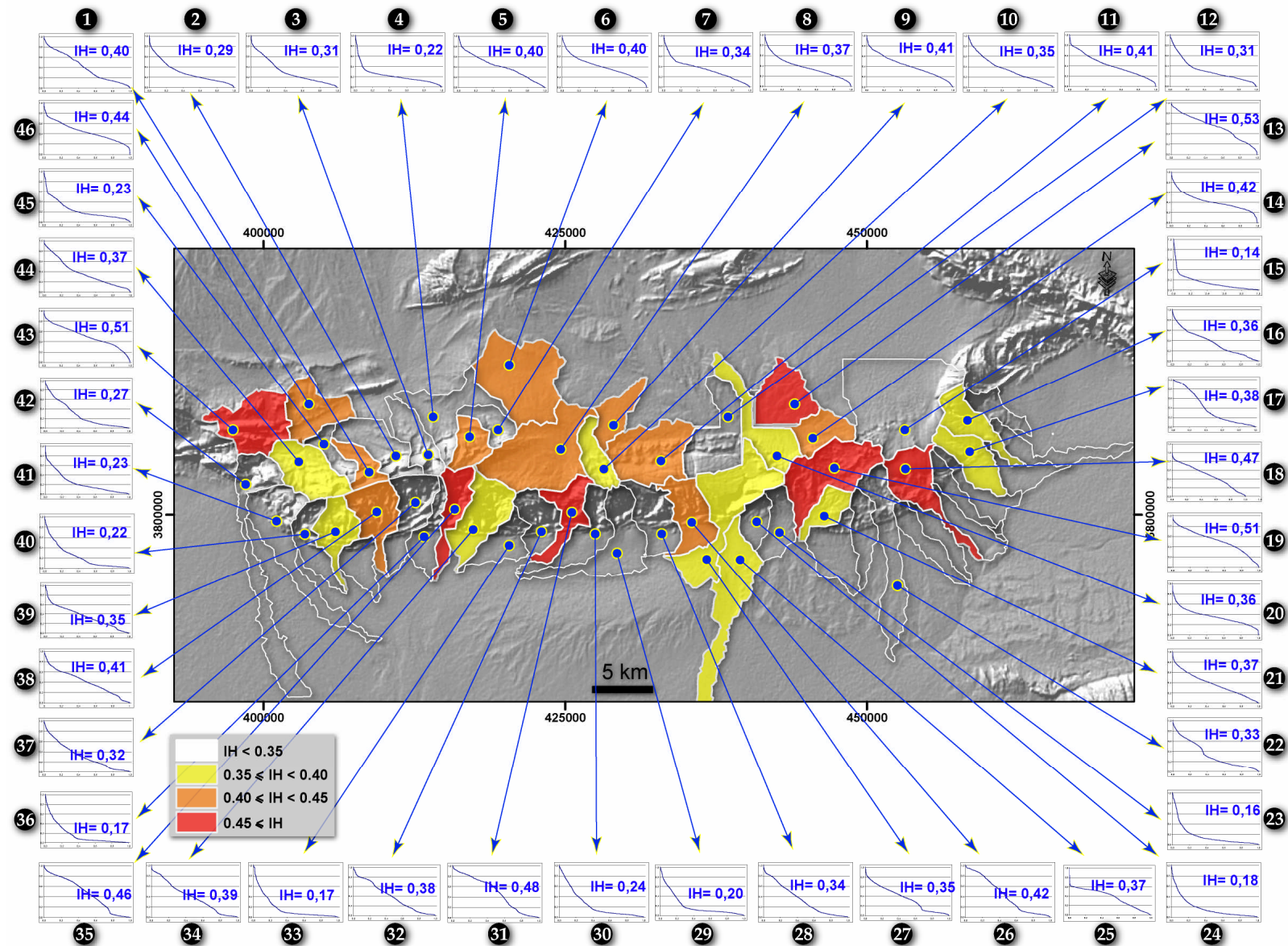
Figure 218: Méthodologie de l'utilisation des profils sismiques : *a - Profil sismique ; b- Point d'intersection de deux profils sismiques ; c- Données de puits pétroliers ; d- Données terrain*

ANNEXE 6

: Courbes et Intégrales Hypsométriques des chaînes de Metlaoui et de Moulare



a- Courbes et Intégrales Hypsométriques (IH) relatives au sous bassins versant de la chaîne de Moulare

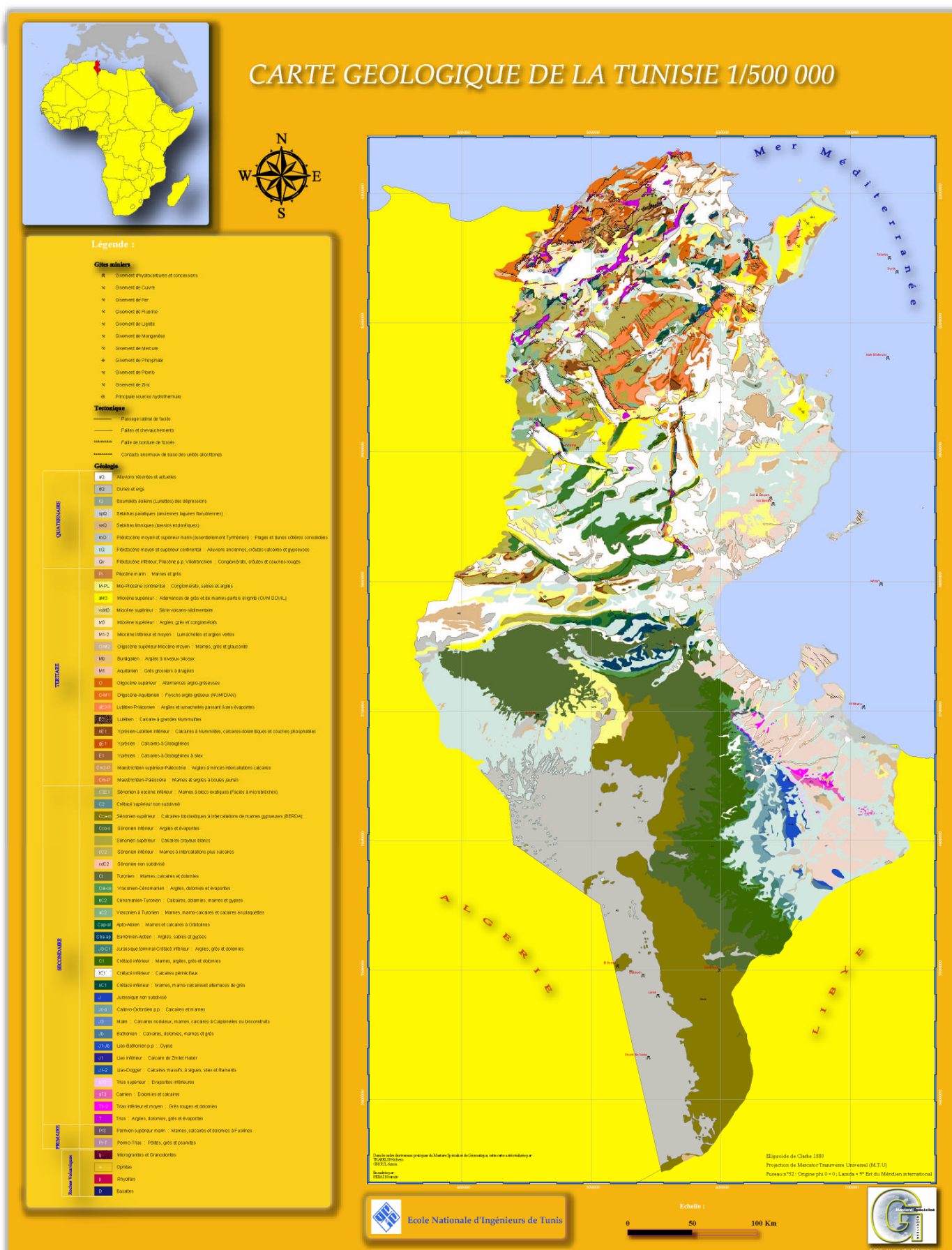


b- Courbes et Intégrales Hypsométriques (IH) relatives au sous bassins versant de la chaîne de Metlaoui

ANNEXE 7 : Chaîne de traitement de Diapason

<i>Etapes</i>	<i>Nom du logiciel</i>	<i>Utilité de logiciel</i>	<i>Données</i>	<i>Résultats</i>
Extraction des données	extract	Ce programme s'occupe d'extraire les données des fichiers d'en-tête à l'aide d'un fichier "PAF". Il génère un fichier essentiel pour toute la suite du processus qui s'appelle fichier geosar et qui contient toutes les informations extraites. De plus il génère un fichier orbital contenant une liste de positions et vitesses	Données satellite	Fichier geosar
	concat	Ce programme s'occupe d'extraire les données relative à l'image (brute ou SLC) et génère donc en sortie une image au format ci2.	Données satellite	Image complexe (c5b, c3b ou ci2)
	dpmtv	C'est un programme qui prend en entrée une image ci2 et qui fournit en sortie une image multivues au format oct.	Image ci2	Images multivues au format oct
	simu_sar	Crée une image qui simule une image radar à partir d'un MNT	MNT, image maîtresse et fichier geosar maître	Image simulée
	correl	Calcul une grille de corrélation pour deux images	Deux images quelconques	grille de corrélation
Création des interférogramme	cormoy	Réalise des calculs plus précis du Near Range (portée proximale) et de l'heure d'acquisition de la première ligne	Fichiers geosar maître et "esclave" et grille de corrélation entre l'image "maîtresse" et l'image simulée	Fichier geosar mis à jour
	grillegeo	Calcul une grille de déformation entre l'image "maîtresse" et l'image "esclave".	grille de corrélation entre maîtresse et "esclave", MNT et fichiers geosar	grille de déformation entre l'image "maîtresse" et l'image "esclave"
	changeo	Ramène l'image "esclave" dans géométrie de l'image "maîtresse".	Images "maîtresse" et "esclave" et grille de déformation	Image "esclave" dans la géométrie de l'image maîtresse (esclave_geo)
	interf_sar	Calcul un interférogramme	MNT, image	1 image d'amplitude, 1

ANNEXE 8 : Carte géologique de la Tunisie à l'échelle 1/500.000^{ème} (d'après l'ONM, 1988)



ANNEXE 9 : Articles scientifiques

Résumé:

Dans ce travail, nous proposons de localiser, caractériser et quantifier les déformations topographiques en liaison avec le contexte sismo-tectonique, sans exclure les actions anthropiques, de l'Atlas méridional de la Tunisie.

L'analyse sismo-tectonique et le calcul des paramètres morphométriques du relief nous ont permis de distinguer les structures (eg., J. Ben Younes, J Bou Ramli, J. Orbata) qui ont subi préalablement des déformations récentes dues principalement à la réactivation des failles, essentiellement la faille de Gafsa.

Dans un autre volet, l'analyse et le traitement de 17 images radar (ERS 1 et 2) couvrant l'Atlas méridional de la Tunisie, grâce à l'interférométrie différentielle (DInSAR), n'a pas révélé des déplacements topographiques liés au contexte géodynamique. Par contre, cette technique nous a permis de déterminer une subsidence locale dans la région de Moulares, que nous interprétons comme une conséquence de l'exploitation des mines souterraines de phosphates.

Enfin, la compilation des résultats des différentes analyses nous a permis de suggérer l'établissement d'un réseau GPS de surveillance géodynamique dans la zone d'étude, afin de mieux quantifier la déformation dans la région et à préciser la cartographie sismique et enfin à mieux évaluer l'aléa sismique.

Mots clés: Sismo-tectonique, géomorphométrie, MNT, structurale, DInSAR, GPS, Atlas méridional de la Tunisie

Abstract:

In this work, we propose to locate, characterize and quantify the topographic deformations linked to the seismotectonic context, including anthropogenic actions of the southern Atlas of Tunisia.

The seismotectonic analyses and the calculation of Landscape morphometric parameters enabled us to distinguish the structures of J. Ben Younes, J Bou Ramli and J. Orbata,, which have experienced recent deformations caused principally by the reactivation of faults, essentially the fault of Gafsa.

In another part, the analyses and treatment of 17 radar images (ERS 1 and 2) covering the southern Atlas of Tunisia, using the differential interferometric method (DInSAR), have showed no active neotectonic displacement (associated with topographic geodynamic context).

Nevertheless, this technique allowed us to determine local subsidence in the region of Moulares, which is interpreted as a consequence of underground mining exploration of phosphates.

Finally, the compilation of results of different tests allowed us to suggest the establishment of a monitoring geodynamic GPS network in the study area to better quantify the deformation in the southern Tunisia and to clarify the active faults and the seismic mapping in order to better assess seismic hazard.

Keywords: Seismotectonic, geomorphometry, DEM, structural landscape, DInSAR, GPS, southern Atlas of Tunisia